

Universidade de Lisboa
Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



**Avaliação da Suscetibilidade a Movimentos de Vertente na Ilha de Porto
Santo (Madeira, Portugal)**

Rúben André Cavalheiro Couchinho

Dissertação de Mestrado orientada
pelo Prof. Doutor Sérgio Manuel Cruz de Oliveira e pela Doutora Raquel
Susana dos Reis Alcântara de Melo

Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território

2021

Universidade de Lisboa
Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



Avaliação da Suscetibilidade a Movimentos de Vertente na Ilha de Porto Santo (Madeira, Portugal)

Rúben André Cavalheiro Couchinho

Dissertação de Mestrado orientada
pelo Prof. Doutor Sérgio Manuel Cruz de Oliveira e pela Doutora Raquel
Susana dos Reis Alcântara de Melo

Júri:

Presidente: Professor Doutor Eusébio Joaquim Marques dos Reis do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa

Vogais:

- Professor Doutor Albano Augusto Figueiredo Rodrigues da Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra
- Doutora Raquel Susana dos Reis Alcântara de Melo do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa

Agradecimentos

Começo por deixar aqui algumas palavras de agradecimentos às pessoas e instituições que de uma forma direta ou indireta possibilitaram a concretização desta etapa da minha vida, desde já um obrigado.

Em primeiro lugar, aos principais precursores deste trabalho, os meus orientadores, o Professor Doutor Sérgio Oliveira e a Doutora Raquel Melo, por todo o apoio, pela tamanha disponibilidade para esclarecer algum assunto, e por todas as aprendizagens proporcionadas ao longo deste percurso. Não irei esquecer a compreensão que ambos tiveram em algumas fases mais difíceis, e por tentarem levar o presente trabalho sempre um pouco mais além, um sentido obrigado.

Às entidades que de forma imediata e sempre prestável, disponibilizaram os dados que permitiram a realização deste trabalho à Direção Regional de Ordenamento do Território, à Câmara Municipal de Porto Santo e ao Instituto Português do Mar e da Atmosfera.

À Leonor e ao Professor Doutor Carlos Neto por terem permitido, sempre de uma forma atenciosa, conciliar a minha vida profissional com a realização desta dissertação.

Aos meus amigos, por todas as palavras de ânimo, força e compreensão que sempre tiveram para a minha pessoa, e pelos valiosos conselhos, sempre diretos e acertados. Guenade, João e Paulo, obrigado.

A ti Sara, a pessoa que esteve sempre a meu lado nesta caminhada e a que nunca desistiu de me apoiar. Palavras não conseguirão explicar o sentimento de gratidão que tenho por tudo o que fizeste por mim, nunca esquecerei. Obrigado.

Por fim, mas não por último, à minha família, em especial aos meus pais e sobrinha, por todo amor e apoio, sem vocês não teria conseguido.

Índice

Introdução	1
Capítulo 1 – Enquadramento e caracterização da área de estudo	3
1.1 Localização geográfica da ilha do Porto Santo	3
1.2 Caracterização geológica	4
1.3 Geomorfologia	6
1.4 Uso e Ocupação do Solo	10
1.5 Caracterização climática	12
Capítulo 2 – Enquadramento conceptual e estado da arte	19
2.1 Modelo conceptual de avaliação da suscetibilidade	19
2.2 Movimentos de massa em vertentes.....	20
2.2.1 Deslizamentos superficiais e escoadas de detritos.....	20
2.2.2 Fatores condicionantes e desencadeantes de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos	20
2.3 Movimentos de massa em ravinas	22
2.3.1 Processo erosivo em ravinas	22
2.3.2 Instabilidade em ravinas	23
2.3.3 Relação entre o clima e a formação de ravinas/movimentos de massa em ravina	26
2.3.4 Fatores condicionantes e desencadeantes de movimentos de massa em ravinas.....	27
Capítulo 3 – Dados e métodos	29
3.1 Inventários baseados em fotointerpretação.....	29
3.2 Aquisição e processamento de dados.....	30
3.3 Inventário de movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravina	31
3.3.1 Caracterização dos movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravina	34
3.4 Métodos estatísticos para a avaliação da suscetibilidade.....	35
3.5 Validação e comparação dos modelos de suscetibilidade.....	36
3.5.1 Curvas ROC (Receiver Operation Characteristic).....	37
3.5.2 Área Abaixo da Curva (AAC).....	38
3.5.3 Comparação dos modelos de suscetibilidade.....	39
Capítulo 4 – Resultados	41

4.1	Fatores de predisposição	41
4.1.1	<i>Declive</i>	41
4.1.2	<i>Exposição das vertentes</i>	42
4.1.3	<i>Litologia.....</i>	43
4.1.4	<i>Uso e ocupação do solo.....</i>	45
4.1.5	<i>Tipo de solo</i>	47
4.1.6	<i>Distância às linhas de água.....</i>	51
4.1.7	<i>Perfil longitudinal e perfil transversal das vertentes</i>	53
4.2	Avaliação da suscetibilidade a diferentes tipos de movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravina.....	56
4.2.1	<i>Avaliação da suscetibilidade a deslizamento superficiais (DS).....</i>	57
4.2.2	<i>Avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina -Cabeceira (MMR Cabeceira) .</i>	60
4.2.3	<i>Avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina -Parede 1 (MMR P1)</i>	63
4.2.4	<i>Avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina -Parede 2 (MMR P2)</i>	66
4.2.5	<i>Avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina -Parede 1 e Parede 2 (MMR P1 e MMR P2)</i>	69
4.2.6	<i>Avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina – Cabeceira, Parede 1 e Parede 2 (MMR Cabeceira, P1 e P2).....</i>	72
4.2.7	<i>Avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina – Total (MMR Total)</i>	74
4.3	Concordância espacial dos mapas de movimentos de massa em ravina	76
4.3.1	<i>Concordância espacial dos movimentos de massa em ravina – MMR Cabeceira e MMR P1</i>	77
4.3.2	<i>Concordância espacial dos movimentos de massa em ravina – MMR Cabeceira e MMR P2</i>	78
4.3.3	<i>Concordância espacial dos movimentos de massa em ravina – MMR P1 e MMR P2</i>	80
4.4	Comparação sumária dos resultados obtidos da avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina e resultados expressos na literatura.	82
	Conclusões.....	85
	Bibliografia	89

Índice de figuras

Figura 1.1: Localização geográfica da ilha do Porto Santo (a) e delimitação da área de estudo (b).....	4
Figura 1.2: Carta Geológica da Ilha do Porto Santo à escala 1:80 000	5
Figura 1. 3: Modelo numérico de elevação e rede hidrográfica do Porto Santo	7
Figura 1.4: Declive na área de estudo do Porto Santo	8
Figura 1.5: Exposição das vertentes em Porto Santo.....	10
Figura 1.6: Uso e Ocupação do solo em 2007 em Porto Santo	11
Figura 1.7: Temperatura do ar registada para o período 1971-2000	13
Figura 1.8: Número médio de dias com temperatura máxima igual ou superior a 25 °C e 30 °C e temperatura mínima igual ou superior a 20 °C e inferior a 0 °C.	14
Figura 1.9: Número de dias com precipitação diária igual ou superior a 0,1, 1,0 e 10 mm registados para o período 1971-2000	15
Figura 2.1: Sistema de ravinas em rede e em complexo	23
Figura 2.2: Ciclo proposto por Collison (2001) para o recuo de cabeceiras	25
Figura 3.1: Inventário de movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravina na ilha do Porto Santo.....	31
Figura 3.2: Esquema conceptual do método utilizado para a classificação dos movimentos de massa em ravina.	32
Figura 3.3: Exemplo da classificação dos movimentos de massa em ravinas em Porto Santo.	33
Figura 3.4: Tipos de movimentos de massa em vertente inventariados na ilha do Porto Santo.....	33
Figura 3.5: Tipos de movimentos de massa em ravina inventariados na ilha do Porto Santo.....	34
Figura 3.6: Figura representativa do espaço envolvente das curvas de ROC	38
Figura 4.1: Tipo de solos da área de estudo de Porto Santo	50
Figura 4.2: Distribuição das distâncias às linhas de água na área de estudo de Porto Santo.	52
Figura 4.3: Perfil transversal das vertentes da área de estudo de Porto Santo.	55
Figura 4.4: Perfil longitudinal das vertentes da área de estudo de Porto Santo.	55
Figura 4.5: Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo do Porto Santo..	58
Figura 4.6: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais (DS) validado com os deslizamentos superficiais do grupo de treino.	59
Figura 4.7: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais (DS) validado com os deslizamentos superficiais do grupo de validação.....	59
Figura 4.8: Mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira na área de estudo do Porto Santo.	61
Figura 4.9: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira validado com os MMR Cabeceira do grupo de treino.	62
Figura 4.10: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira validado com os MMR Cabeceira do grupo de validação.	62

Figura 4.11: Mapa de suscetibilidade a MMR P1 na área de estudo do Porto Santo.	64
Figura 4.12: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Parede 1 validado com os MMR Parede 1 do grupo de treino.	65
Figura 4.13: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Parede 1 validado com os MMR Parede1 do grupo de validação.	65
Figura 4.14: Mapa de suscetibilidade a MMR P2 na área de estudo do Porto Santo.	67
Figura 4.15: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Parede 2 validado com os MMR Parede 2 do grupo de treino.	68
Figura 4.16: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Parede 2 validado com os MMR Parede 2 do grupo de validação.	68
Figura 4.17: Mapa de suscetibilidade a MMR P1 e MMR P2 na área de estudo do Porto Santo.	70
Figura 4.18: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR P1 e MMR P2 validado com os MMR P1 e MMR P2 do grupo de treino.	70
Figura 4.19: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR P1 e MMR P2 validado com os MMR P1 e MMR P2 do grupo de validação.	71
Figura 4.20: Mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira, P1 e P2 do método do VI na área de estudo do Porto Santo.	72
Figura 4.21: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira, P1 e P2 validado com os MMR Cabeceira, P1 e P2 do grupo de treino.	73
Figura 4.22: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira, P1 e P2 validado com os MMR Cabeceira, P1 e P2 do grupo de validação.	73
Figura 4.23: Mapa de suscetibilidade a MMR Total do método do VI na área de estudo do Porto Santo.	75
Figura 4.24: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Total validado com os MMR Total do grupo de treino.	75
Figura 4.25: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Total validado com os MMR Total do grupo de validação.	75
Figura 4.26: Concordância espacial entre os mapas de suscetibilidade a MMR Cabeceira e MMR Parede 1.	77
Figura 4.27: Concordância espacial entre os mapas de suscetibilidade a MMR Cabeceira e MMR Paredes 2.	78
Figura 4.28: Concordância espacial entre os modelos elaborados com MMR Parede 1 e MMR Parede 2.	80

Índice de tabelas

Tabela 1.1: Frequências absolutas e relativas das classes de declive em Porto Santo	8
Tabela 1.2: Frequências absoluta e relativa das classes de exposição das vertentes em Porto Santo	9
Tabela 1.3: Frequências absoluta e relativa das classes de uso e ocupação do solo em Porto Santo ..	11
Tabela 1.4: Valores médios mensais e anuais de temperatura (C°) registados no período de 1971-2000	12
Tabela 1.5: Valores médios mensais e anuais de precipitação (mm) e valores máximos de precipitação diária registados no período 1971-2000	15
Tabela 1.6: Número de dias com precipitação acima de 0,1 mm, 1 mm e 10 mm durante o período 1971-2000	16
Tabela 1.7: Frequência absoluta do número de horas por classe de intensidade de precipitação (mm/h) entre 1999 e 2020	16
Tabela 1.8: Frequência absoluta anual do número de horas por classe de intensidade de precipitação (mm/h) entre 1999 e 2020	17
Tabela 1.9: Frequência absoluta mensal do número de horas por classe de intensidade de precipitação (mm/h) entre 1999 e 2020	18
Tabela 3.1: Caracterização dos movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravinas.....	35
Tabela 4.1: Scores de suscetibilidade, para todas as classes de declives, de todos os modelos, estimados através do método do VI	42
Tabela 4.2: Scores de suscetibilidade, para todas as classes de exposição, de todos os modelos, estimados através do método do VI	43
Tabela 4.3: Frequências absolutas e relativas da área de cada unidade litológica e scores de suscetibilidade de todos os modelos, estimados através do método do VI	44
Tabela 4.4: Scores de suscetibilidade, para cada classe de uso do solo, de todos os modelos, estimados através do método do VI	46
Tabela 4.5: Descrição dos tipos de solos presentes na área de estudo de Porto Santo (Fonte: adaptado de Direção Regional de Ordenamento do Território)	47
Tabela 4.6: Frequências absolutas e relativas de cada classe de tipo de solo e scores de suscetibilidade, de todos os modelos, estimados através do método do VI	51
Tabela 4.7: Frequências absolutas e relativas de cada classe de distância às linhas de água, de todos os modelos, estimados através do método do VI	53
Tabela 4.8: Frequências absolutas e relativas e scores de suscetibilidade, para cada classe do perfil transversal, de todos os modelos, estimados através do método do VI	56
Tabela 4.9: Frequências absolutas e relativas e scores de suscetibilidade, para cada classe do perfil longitudinal, de todos os modelos, estimados através do método do VI	56
Tabela 4.10: Classes de suscetibilidade e correspondentes effectiveness ratios do mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais obtido pelo método do Valor Informativo	60

Tabela 4.11: Classes de suscetibilidade e correspondentes effectiveness ratios do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira obtido pelo método do Valor Informativo.....	63
Tabela 4.12: Classes de suscetibilidade e correspondentes effectiveness ratios do mapa de suscetibilidade a MMR P1 obtido pelo método do Valor Informativo	66
Tabela 4.13: Classes de suscetibilidade e correspondentes effectiveness ratios do mapa de suscetibilidade a MMR P2 obtido pelo método do Valor Informativo	69
Tabela 4.14: Classes de suscetibilidade e correspondentes effectiveness ratios do mapa de suscetibilidade a MMR P1 e MMR P2 obtido pelo método do Valor Informativo	71
Tabela 4.15: Classes de suscetibilidade e correspondentes effectiveness ratios do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira, P1 e P2 obtido pelo método do Valor Informativo	74
Tabela 4.16: Classes de suscetibilidade e correspondentes effectiveness ratios do mapa de suscetibilidade a MMR Total obtido pelo método do Valor Informativo	76
Tabela 4.17: Classes da concordância espacial resultante da comparação entre os mapas de suscetibilidade a MMR Cabeceira e MMR Parede 1	77
Tabela 4.18: Classes da concordância espacial resultante da comparação entre os mapas de suscetibilidade a MMR Cabeceira e MMR Parede 2	79
Tabela 4.19: Classes da concordância resultante da comparação entre os modelos MMR Parede 1 e MMR Parede 2	81
Tabela 4.20: Comparação sumária dos fatores de predisposição com maior relevância na ocorrência de movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravinas	82

Resumo

Este estudo pretende avaliar a suscetibilidade a movimentos de massa em vertente (MMV) e movimentos de massa em ravina (MMR) na ilha do Porto Santo, Arquipélago da Madeira. Para tal, realizou-se um inventário destes movimentos de massa (MM), através da fotointerpretação de imagens de satélite de diferentes datas. Identificaram-se 1563 MM, individualizados nos seguintes tipos: deslizamentos superficiais (221); deslizamentos profundos (6); escoadas de detritos (23) e MMR (1313). Com o objetivo de aprofundar o conhecimento acerca dos MMR, estes foram subdivididos de acordo com a posição que ocupam no contexto das ravinas: MMR Cabeceiras (401), MMR Paredes 1 (600), MMR Paredes 2 (300) e individualizou-se os MMR que correspondem a sistemas complexos (12).

A avaliação da suscetibilidade foi realizada através do Valor Informativo. A capacidade preditiva dos modelos, através das curvas ROC, Áreas Abaixo da Curva e do *Effectiveness Ratio*, e avaliada a concordância espacial dos mapas de suscetibilidade. As variáveis independentes usadas foram: declive, exposição das vertentes, litologia, uso e ocupação do solo, tipo de solo, distância às linhas de água, perfil longitudinal e transversal das vertentes.

Elaboraram-se sete modelos, quatro individualmente, para os deslizamentos superficiais (DS), MMR Cabeceiras, MMR P1 e MMR P2 e três através da combinação dos modelos, MMR P1 e P2, MMR Cabeceiras, P1 e P2, e um modelo que integra todos os MMR (MMR Total).

Quanto aos fatores de predisposição existe uma clara distinção entre os mais relevantes para a ocorrência de DS e de MMR. A maior diferença é a não dependência da proximidade dos DS às linhas de água, um dos fatores mais relevantes para os MMR.

Os fatores que influenciam os MMR apresentarem um elevado grau de similaridade, mas identificaram-se características dos terrenos que favorecem a sua distribuição no território. A distância às linhas de água é menos relevante nos MMR Cabeceira, por comparação com os MMR P1 e P2, pois os primeiros surgem frequentemente associados à evolução por retrogressão das ravinas, o que não implica a existência de linhas de águas a montante.

Os MMR P2 são os únicos com uma forte propensão com declives muito acentuados, e as classes litológicas e tipos de solo localizados frequentemente na base das vertentes.

Os modelos com a melhor capacidade preditiva são os DS e os MMR P2. No entanto, os modelos têm uma capacidade preditiva semelhante, que melhora quando a suscetibilidade é avaliada por tipo de MM. A concordância espacial é elevada.

Palavras-chave: movimentos de massa em vertente, movimentos de massa em ravina, Valor Informativo, suscetibilidade, Porto Santo.

Abstract

This study aims to assess the susceptibility to slope mass movements (SMM) and fluvio-mass-movements (FMM) on the island of Porto Santo, located in the Archipelago of Madeira. To this end, an inventory of these types of mass movements was created, through the photointerpretation of satellite images from different dates. A total of 1563 movements were identified, categorized by the following types: superficial slides (221 cases); deep slides (6 cases); debris flows (23 cases) and FMM (1313 cases). Further the FMM were subdivided according to their position in the gully's context: FMM Head (401 cases), FMM Walls 1, (600 cases), FMM Walls 2 (300 cases), and individualized 12 FMM complex systems (12 cases).

The susceptibility assessment to the different types of mass movements was carried out using the Information Value (IV) method, followed by an evaluation of the predictive capacity and spatial agreement of the susceptibility maps, through the ROC (Receiver Operating Characteristic) curves, the Area Under the Curve (AUC), the Effectiveness Ratio and the definition of the spatial agreement between susceptibility maps. The independent variables used were the slope angle, the slope aspect, the lithology, the land use, the soil type, the distance to water lines, the longitudinal slope profile and the transversal slope profile.

Seven susceptibility models were created, four individually, for the superficial slides (Sslides), FMM Head; FMM Walls 1; and FMM Walls 2, and three for the combination of the FMM Walls 1 and Walls 2; FMM Head, Walls 1 and Walls 2; and a model that integrates all FMM (FMM Total).

In the present study it was possible to observe that there is a clear distinction between the most relevant predisposing factors for the occurrence of superficial slides and those that favor the occurrence of the fluvio-mass-movements. The highest difference, as expected, is the non-dependence on the proximity of the water lines for the Sslides, being instead one of the most relevant factors for all the FMM.

Regarding the high degree of similarity between the FMM susceptibility models, it was possible to identify some particular terrain characteristics that control the distribution of the different types of FMM on the study area. The distance to the water lines is slightly less relevant in the FMM Head, in comparison with the FMM P1 and P2, as the former frequently appears associated with the evolution by retrogression of the ravines which does not necessarily imply the existence of an upstream water line.

The FMM P2, is the only type of mass movements that have a strong propensity to occur associated to steep slope classes ranging from 30 to 45 °. This model is also the only one that has a strong relationship with the class "Beach, river, slope and paleosol and sandstone deposits", and with the land use class "Inert extraction areas, waste deposition areas and construction sites", often located at the base of the slopes.

The models that reveal a better predictive capacity are the Sslides and FMM P2 susceptibility models. Nevertheless, in general, all susceptibility models have a very similar predictive capacity, which slightly improves when the susceptibility is assessed using individual types of mass movements. The spatial agreement between the different MMR susceptibility maps proves to be high.

Keywords: slope mass movements, fluvio-mass-movements, Information Value, susceptibility, Porto Santo.

Abreviaturas

AAC Área Abaixo da Curva

COS Carta de Ocupação do Solo

DROTe Direção Regional de Ordenamento do Território

IPMA Instituto Português do Mar e da Atmosfera

MMR Movimentos de Massa em Ravina

MMV Movimentos de Massa em Vertente

MNE Modelo Numérico de Elevação

ROC *Receiver Operating Characteristic*

SIG Sistemas de Informação Geográfica.

VI Valor Informativo

Introdução

Uma gestão equilibrada do risco e um eficaz ordenamento do território só é possível se a instabilidade geomorfológica e a predisposição do território para a ocorrência de movimentos de vertente for tida em conta (Zêzere, 2007).

Neste contexto, a avaliação e cartografia de suscetibilidade é uma etapa crítica no âmbito da análise de risco a movimentos de massa (van Westen *et al.*, 2008; Corominas *et al.*, 2014) e é entendida como a probabilidade espacial de ocorrência deste tipo de fenómeno perigoso tendo como base as características do terreno, isto é, um conjunto de fatores de predisposição (Soeters e van Western, 1996). Esta avaliação da suscetibilidade permite, para cada unidade de terreno, produzir uma hierarquização do território quanto à sua predisposição para ser afetado por movimentos de massa (Guzzetti, 2005).

Numerosos trabalhos sobre a suscetibilidade a movimentos de massa foram realizados na ilha da Madeira (Abreu *et al.*, 2008; Wiatr *et al.*, 2009; Lopes *et al.*, 2020), em grande parte devido aos movimentos de massa em vertente de grande magnitude que geraram significativos impactes económicos, sociais e de vidas humanas, como os associados aos eventos de dezembro 2009 e de fevereiro de 2010 (Rodrigues *et al.*, 2010). Na ilha do Porto Santo, com clima do tipo BSh (estepe quente), por outro lado, o estudo sistemático acerca dos processos que governam a instabilidade de vertentes e também a instabilidade em contexto de ravinas é praticamente inexistente, não obstante a acentuada erosão verificada, motivo que levou ao desenvolvimento deste trabalho nesta ilha mais “setentrional” do Arquipélago da Madeira.

Porto Santo apresenta características particulares, sobretudo, problemas de erosão do solo, evidenciados por uma presença muito forte de ravinas (Andrade *et al.*, 2008). Neste contexto particular de Porto Santo é importante perceber e determinar a relação entre as áreas de ravinas e as condições do terreno que geram esses processos erosivos e as condições que geram os restantes movimentos de massa em vertente, e consequentemente, identificar se existe ou não uma relação entre estes dois processos.

Tendo em conta a contextualização da temática em estudo, a presente dissertação tem quatro objetivos principais:

- i) A inventariação dos diversos movimentos de massa, em vertentes e em ravinas, através da fotointerpretação de imagens de satélite de diferentes datas;
- ii) A identificação dos fatores condicionantes da instabilidade em vertentes e em ravinas e a criação de uma base de dados cartográfica e alfanumérica;

- iii) A avaliação da suscetibilidade à ocorrência dos diversos tipos de movimentos de massa identificados, com recurso a um modelo estatístico bivariado por tipo de movimento de massa;
- iv) A validação sistemática dos mapas de suscetibilidade, através da avaliação do ajuste dos modelos e, de forma independente, da sua capacidade preditiva, tendo como base uma divisão aleatória dos inventários de movimentos de massa em grupos de treino e de validação.

A corrente dissertação está organizada em quatro capítulos: o Capítulo 1 corresponde ao enquadramento e caracterização da área de estudo; no Capítulo 2 efetua-se um enquadramento conceptual do estado da arte; no Capítulo 3 são descritos os métodos e técnicas utilizadas; e no último Capítulo são apresentados os resultados e discussão.

No Capítulo 1 para além da caracterização geográfica, é feita uma análise detalhada à geologia, geomorfologia, uso do solo, e ao regime da precipitação na Ilha de Porto Santo.

No Capítulo 2 é realizada uma análise ao estado da arte referente ao modelo concetual de avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em vertente e em ravina. É contextualizada a separação entre os diferentes tipos de movimentos de massa inventariados e explorada a relação existente entre o clima e os movimentos de massa.

No Capítulo 3 é descrita toda a metodologia utilizada, bem como as várias etapas da avaliação da suscetibilidade: a forma como os dados foram obtidos e com que objetivos foram utilizados; os métodos e técnicas usadas para a criação do inventário e como este se caracteriza; e as diferentes etapas usadas no método estatístico do Valor Informativo, e como os resultados obtidos por este método foram, consequentemente, validados e comparados entre si.

Por fim, no Capítulo 4, realiza-se uma análise e discussão dos resultados obtidos em cada um dos mapas de suscetibilidade, sumariando as principais diferenças e condições do território associadas aos movimentos de massa em vertente e em ravina.

Capítulo 1 – Enquadramento e caracterização da área de estudo

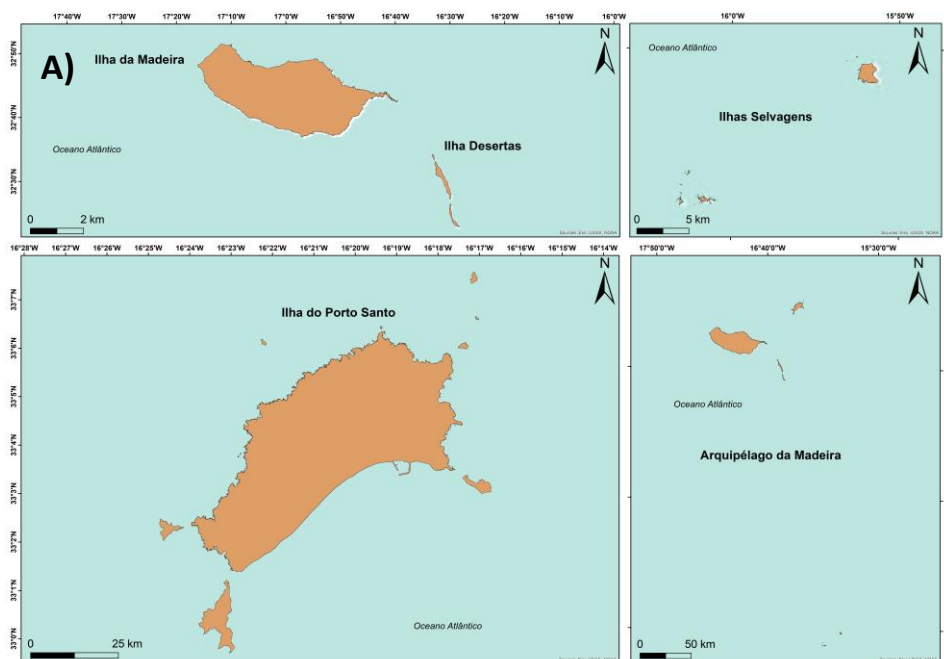
1.1 Localização geográfica da ilha do Porto Santo

A ilha do Porto Santo localiza-se no sector ocidental do Atlântico Norte, entre 32°59'N e 33°08'N de latitude e 16°16'O e 16°25'O de longitude (Andrade *et al.*, 2008). A ilha integra o Arquipélago da Madeira (Figura 1.1a), conjuntamente com as ilhas da Madeira, Desertas e Selvagens. Porto Santo encontra-se a cerca de 40 km da ilha da Madeira (Mata *et al.*, 2013).

Segundo as previsões do Instituto Nacional de Estatística (INE), em 2019 Porto Santo contava com 5 202 habitantes, o que representa cerca de 2 % da população da Região Autónoma da Madeira, a qual contabiliza, à data, 254 254 habitantes (INE, 2020).

De acordo com a Carta Administrativa Oficial de Portugal de 2018 (CAOP, 2018), o município do Porto Santo apresenta uma área total de cerca de 43 km² e é composto pela ilha, propriamente dita, com cerca de 41 km², e por um conjunto de ilhéus que rodeiam a ilha: Cal, Ferro, Cenoura, Cima, Fora e Fonte da Areia.

No contexto da presente dissertação, a área em estudo estende-se por cerca de 36 km² da ilha do Porto Santo e exclui as arribas, praias, dunas e areais costeiros (Figura 1.1b). Todos os modelos e estatísticas apresentadas neste e nos subseqüentes capítulos são relativos à área definida pelos limites da área de estudo e não para toda a ilha de Porto Santo.



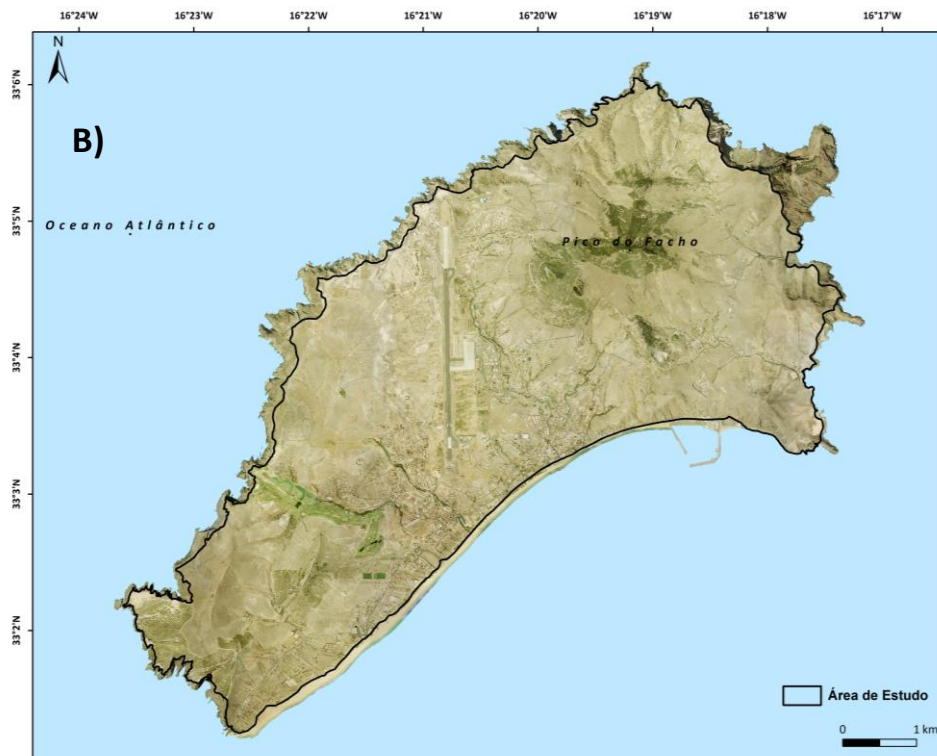


Figura 1.1: Localização geográfica da ilha do Porto Santo (a) e delimitação da área de estudo (b).

1.2 Caracterização geológica

As ilhas da Madeira e do Porto Santo fazem parte de um acidente estrutural localizado no Oceano Atlântico que se prolonga entre Cabo Verde e Portugal continental, com proximidade e em paralelo à dorsal médio-atlântica (Carvalho e Brandão, 1991). A ilha do Porto Santo atinge a cota máxima no Pico do Facho (517 m) (Mata *et al.*, 2013), contrastando com a ilha da Madeira, onde é frequente encontrar altitudes mais elevadas, como por exemplo, o Pico Ruivo de Santana (1 862 m). Esta diferença de altitude reflete o arrasamento a que a morfologia de Porto Santo foi sujeita desde as últimas erupções de há 10 M.A. (Ferreira, 1985). Consequentemente, para além do Pico do Facho, outros relevos com altitudes mais elevadas em Porto Santo, nomeadamente o Pico da Juliana (447 m) e o Pico Branco (445 m), também constituem núcleos de resistência à erosão (Figura 1.2)

A atividade vulcânica em Porto Santo iniciou-se no Miocénico, em meio submarino, e deu origem às rochas básicas a intermédias que constituem o substrato, bem como a topografia mais acidentada da ilha. De acordo com Rocha *et al.* (2002), o processo de vulcanismo, que se estendeu até ao Quaternário, é constituído por três fases, cada uma seguida de períodos de acalmia a que correspondem eventos sedimentares. A primeira fase é caracterizada pela ocorrência de derrames lávicos de basaltos, materiais piroclásticos e domos de traquitos, que deram origem, entre outros, ao Pico do Concelho, Pico do Facho e Pico da Juliana. Posteriormente ocorreram deposições de formações marinhas de calcários fossilíferos, cujos depósitos, de pequena dimensão, se localizam

junto às cabeceiras do Ribeiro do Moledo, e junto do Pico da Juliana e do Pico de Ana Ferreira. A segunda fase cortou e metamorfozou os complexos vulcânicos anteriores, de possível idade ante Pliocénica. A terceira fase terá ocorrido no Pliocénico e originou filões e diques de natureza variada (e.g., basáltica, andesítica) que cortaram as formações calcárias e vulcânicas. Posteriormente depositaram-se calcoarenitos com camadas argilo-detríticas de cor castanho avermelhadas (possivelmente no Plistocénico terminal), típicas de um clima semiárido, de depósitos de vertente, de depósitos de praia, aluvionares e coluvionares.

A ilha do Porto Santo é constituída por um conjunto de complexos vulcânicos, com diferente composição litológica, que se encontram principalmente nos setores NE e SW da ilha. A atividade vulcânica originou vulcanitos (incluindo domos) e piroclastos, que se consolidaram em tufo ou escórias. As rochas vulcânicas e domos agrupam-se em dois grupos: basaltos e andesitos (cor escura); traquitos e riólitos (cor clara). Na parte central e costa sul da ilha afloram rochas sedimentares (Rocha *et al.*, 2002). Nos sistemas montanhosos NE e SW da ilha prevalecem os basaltos e os andesitos, embora sejam mais relevantes no setor NE, principalmente no Pico do Facho. Segundo Ferreira (1996), os traquitos e riólitos apenas são encontrados no sistema de montanhas do setor NE da ilha por exemplo, no Pico Branco-pico das Urzes-Terra chã, e no Pico do Castelo-Camacha.

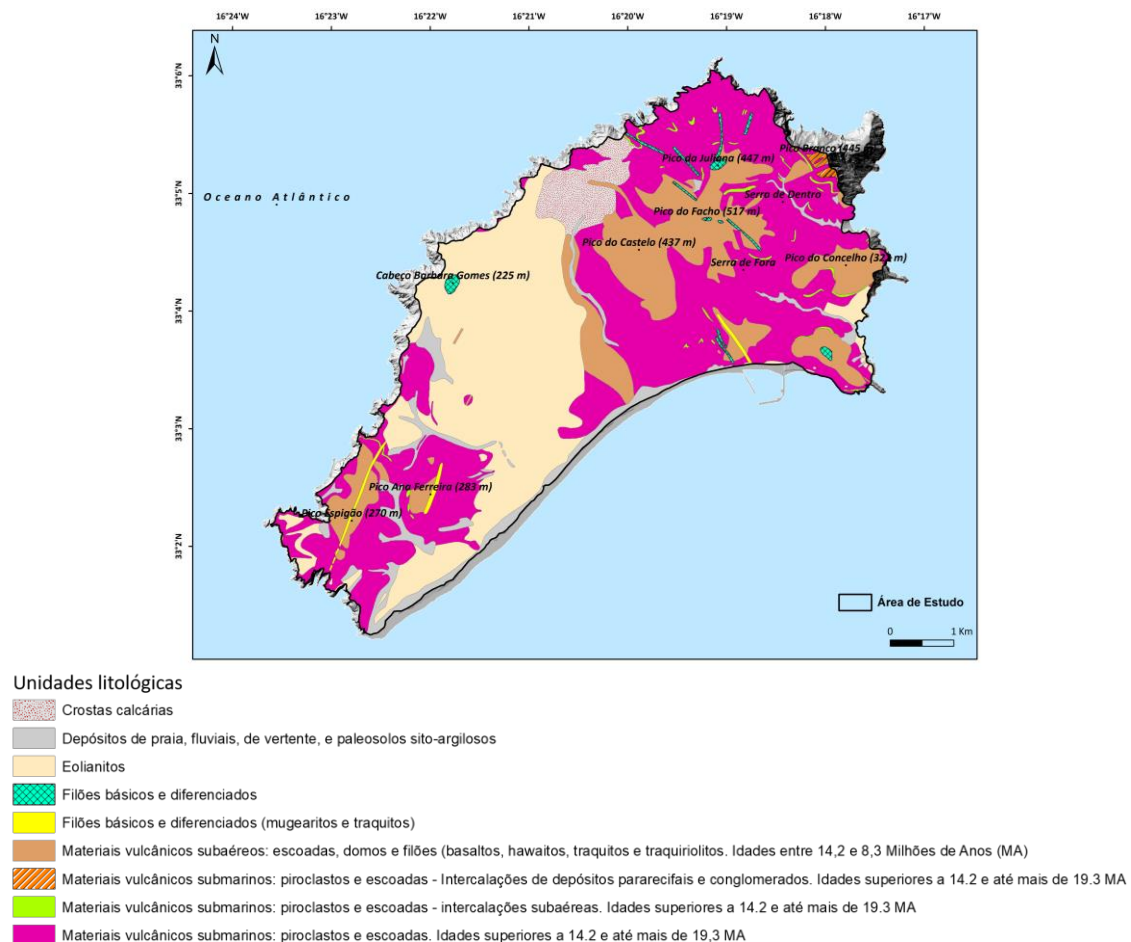


Figura 1.2: Carta Geológica da Ilha do Porto Santo à escala 1:80 000 (Fonte: Laboratório Nacional de Energia e Geologia).

De acordo com Rocha *et al.* (2002), destacam-se as seguintes formações sedimentares de idade Quaternária:

- Os eolianitos calcoareníticos (Formação Eolianítica; Soares, 1973) encontrados em superfícies aplanadas e de baixa altitude, na zona centro ocidental, onde podem atingir uma espessura de 40 a 50 m. Existem ainda pequenos depósitos desta formação no extremo SW da ilha. Esta formação cobre 1/3 da superfície da ilha do Porto Santo;
- Os depósitos coluviais, finos e grosseiros, que podem ser encontrados nas margens dos ribeiros e ribeiras. Estes depósitos são formados por clastos subangulosos de várias rochas vulcânicas e de crosta calcária, envoltos numa matriz silto-argilosa;
- Os depósitos de praia, que resultam de acumulações dunares de areias organogénicas. Estas formações estão assinaladas num cordão dunar junto à praia do litoral Sul da ilha;
- As crostas calcárias localizam-se na parte norte da ilha, numa zona deprimida, que se estende entre o Cabeço da Lagoa e a Estação Loran. A sua formação deve-se ao movimento ascendente de soluções ricas em bicarbonato de cálcio, que saturaram à superfície, sendo as variações de temperatura responsáveis pela precipitação do carbonato de cálcio (Rocha *et al.*, 2002);
- Os depósitos fluviais, encontram-se restritos à foz da Ribeira do Calhau na Serra de Fora e à Ribeira da Serra de Dentro na Serra de Dentro;
- Os depósitos de vertente localizam-se na zona Penedo-Pico de Baixo e são constituídos por materiais detríticos, heterométricos, procedentes da erosão da superfície do solo, e de materiais piroclásticos pouco coesos.

Sumarizando, segundo Rocha *et al.* (2002), as formações do Miocénico Inferior localizam-se sobretudo na parte Este da ilha, na orla marítima norte, e nos Ilhéus a NE. As formações do Miocénico Médio estabelecem-se principalmente nos sectores Este e Oeste da ilha e no ilhéu da Fonte da Areia. As formações datadas do Miocénico Superior estendem-se pelo setor central da ilha e no Pico do Facho. Por último, as formações do Quaternário constituem grande parte do sector central de Porto Santo, da orla marítima Sul e dos Ilhéus a Sudeste e Sudoeste (Figura 1.2).

1.3 Geomorfologia

O clima e a geologia são fatores determinantes da morfologia da ilha do Porto Santo (Andrade *et al.*, 2008). Esta caracteriza-se pelas suas superfícies planas arrasadas, que

contrastam com os picos do Facho (517 m), Branco (445 m) e da Juliana (447 m), onde se atingem as cotas mais elevadas (Figura 1.3).

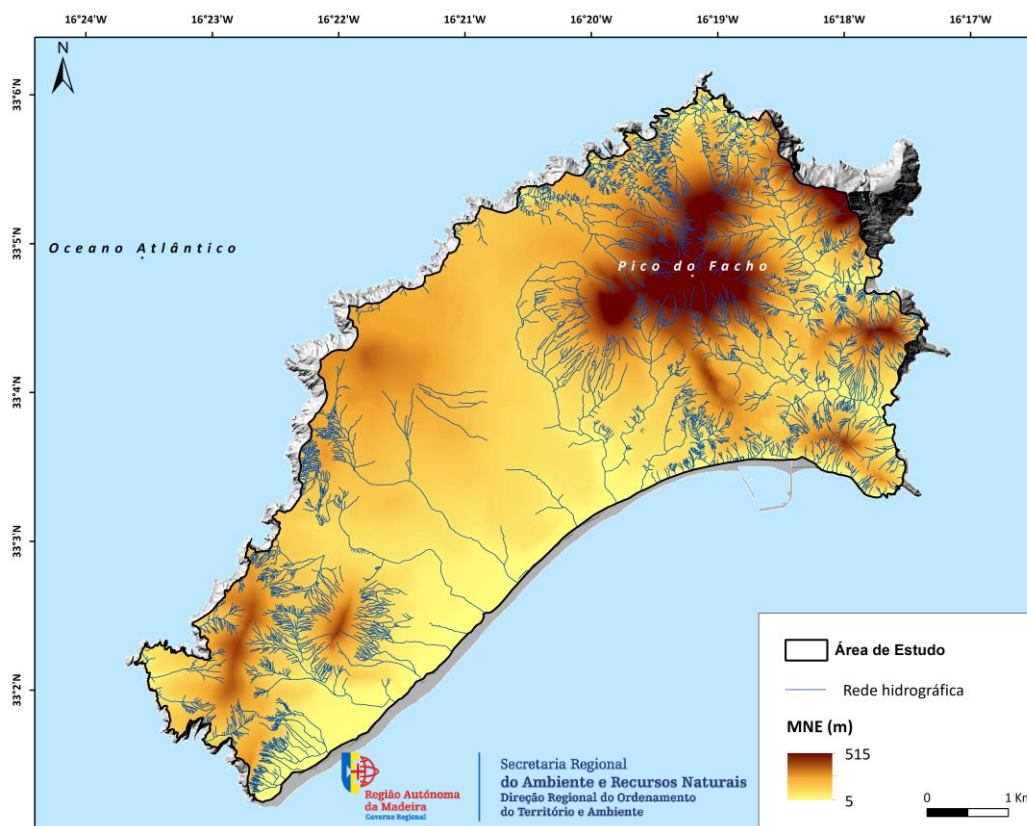


Figura 1. 3: Modelo numérico de elevação e rede hidrográfica do Porto Santo (Fonte: adaptado de Direção Regional de Ordenamento do Território).

No Nordeste da ilha predominam os núcleos de elevada dureza, constituídos por basalto, que também podem ser encontrados a Sudoeste, embora com menor expressão. O setor central caracteriza-se por apresentar declives menos acentuados e formas mais planas (Figura 1.4). O contraste entre os declives mais acentuados e as altitudes mais elevadas, a Nordeste e a Sudoeste, com as áreas aplanadas do setor central, conferem à ilha do Porto Santo uma morfologia assimétrica, resultado da erosão diferencial que originou os núcleos de resistência (Andrade *et al.*, 2008).

A análise do declive (Figura 1.4 e Tabela 1.1) revela que 60,4 % da área de estudo é constituída por declives predominantemente suaves a moderados. Destacam-se as classes compreendidas entre 0-5°, 5-10° e 10-15°, que se estendem por 26,3 %, 21,8 % e 12,3 % do território, respetivamente. Já os declives entre 15° e 20° ocupam 11,2 % da área em estudo. Os declives superiores a 20° encerram uma área total de 28,5 %, sendo que 17,5 % corresponde a valores compreendidos entre 20 e 30°. Os declives superiores a 30° contabilizam cerca de 11 % da área total.

Tabela 1.1: Frequências absolutas e relativas das classes de declive em Porto Santo

Declive (°)	Área (m ²)	Área (%)
0-5	9505175	26,3
5-10	7859550	21,8
10-15	4431450	12,3
15-20	4055700	11,2
20-25	3521225	9,8
25-30	2780275	7,7
30-35	1950250	5,4
35-40	1144300	3,2
40-45	516925	1,4
>45	345525	1,0
Total	36110375	100

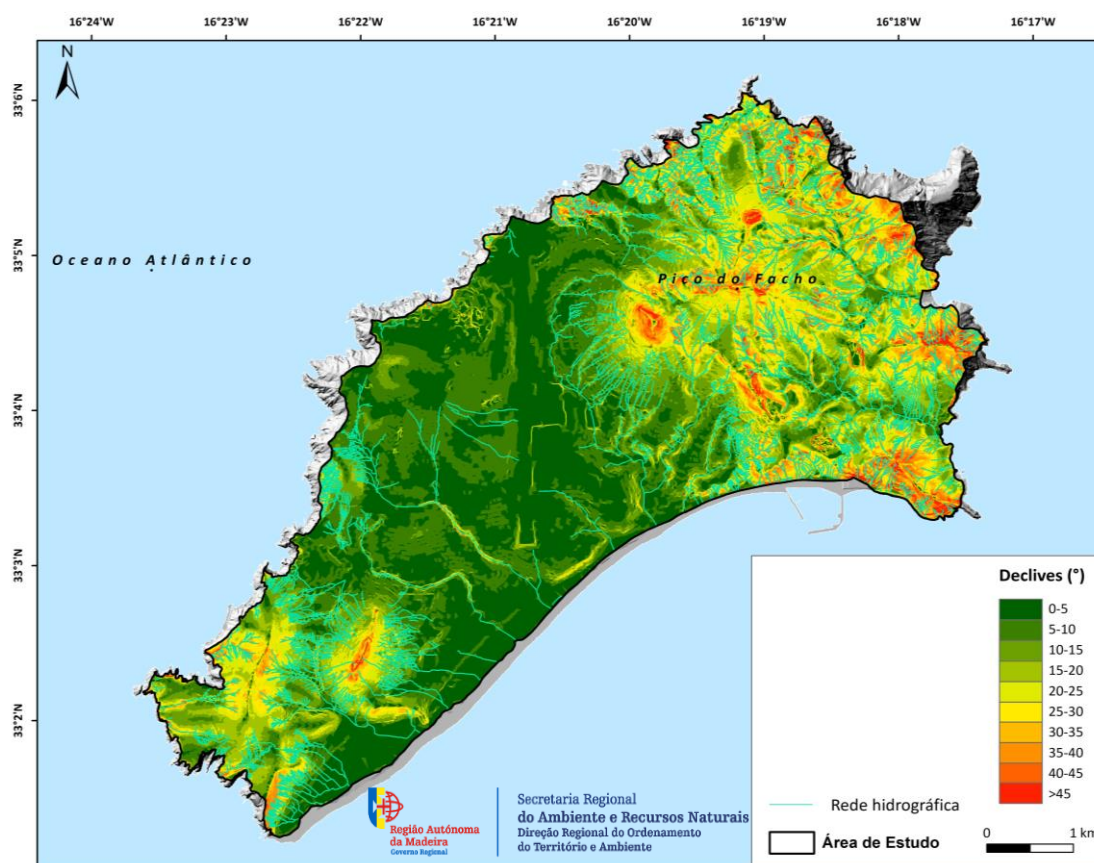


Figura 1.4: Declive na área de estudo do Porto Santo (Fonte: adaptado de Direção Regional de Ordenamento do Território).

Os “Picos” anteriormente referidos, assim como o Pico do Espigão, Eiras, Bárbara Gomes, e Pico do Castelo, correspondem a relevos acentuados, definidos por unidades vulcano-

estratigráficas diferentes, que coincidem com afloramentos rochosos escarpados e pouco meteorizados, tais como chaminés, escoadas e diques (Andrade *et al.*, 2008).

Nas áreas de maior altitude e nas vertentes com declive mais acentuado, o escoamento é difuso devido à inexistência de uma cobertura de alteração. Na base das vertentes, a rede de drenagem é densa (Figura 1.4), e nas linhas tributárias de primeira ordem a rede é desorganizada, devido à presença de ravinas (Andrade *et al.*, 2008).

O setor central da ilha do Porto Santo desenvolveu-se sobre materiais vulcânicos pouco consolidados, provenientes de escoadas e desabamentos muitas vezes alterados para massas argilosas, areias e arenitos calcários. O declive pouco acentuado, associado à elevada permeabilidade da sua cobertura arenosa, originam um padrão de escoamento dendrítico de baixa densidade (Andrade *et al.*, 2008). As linhas de água de primeira ordem são temporárias, originando um regime de escoamento torrencial e intenso. Os leitos dos rios são predominantemente largos, com fundo arenoso e vertentes abruptas, o que reflete o papel do clima no seu desenvolvimento (Andrade *et al.*, 2008).

A linha de costa é frequentemente marcada por vertentes escarpadas, com arribas talhadas em rochas vulcânicas. Contudo, a Sudeste, o litoral é baixo e arenoso, constituído por praias de grande extensão. Os ilhéus são afloramentos rochosos, resultantes de núcleos de resistência à erosão. Na ilha do Porto Santo predominam as vertentes expostas a Sul, a Sudeste e a Este (Figura 1.5), as quais ocupam, respetivamente, 16,4 %, 15,9 % e 15,5 % da área em estudo (Tabela 1.2). As vertentes orientadas a Norte e a Nordeste apresentam uma ocupação semelhante (7,6 % e 7,8 % respetivamente).

Por fim, as vertentes orientadas a Sudoeste ocupam 12,4 % da área de estudo, enquanto as vertentes expostas a Oeste, Noroeste e as áreas planas contabilizam, respetivamente, 9,1 %, 7,8 % e 5,1 % da área total em estudo.

Tabela 1.2: Frequências absoluta e relativa das classes de exposição das vertentes em Porto Santo

Exposição das Vertentes	Área (m ²)	Área (%)
Plano	1840675	5,1
Norte	2731150	7,6
Nordeste	3734250	10,3
Este	5598825	15,5
Sudeste	5737425	15,9
Sul	5912600	16,4
Sudoeste	4488525	12,4
Oeste	3269375	9,1
Noroeste	2797550	7,8
Total	36110375	100

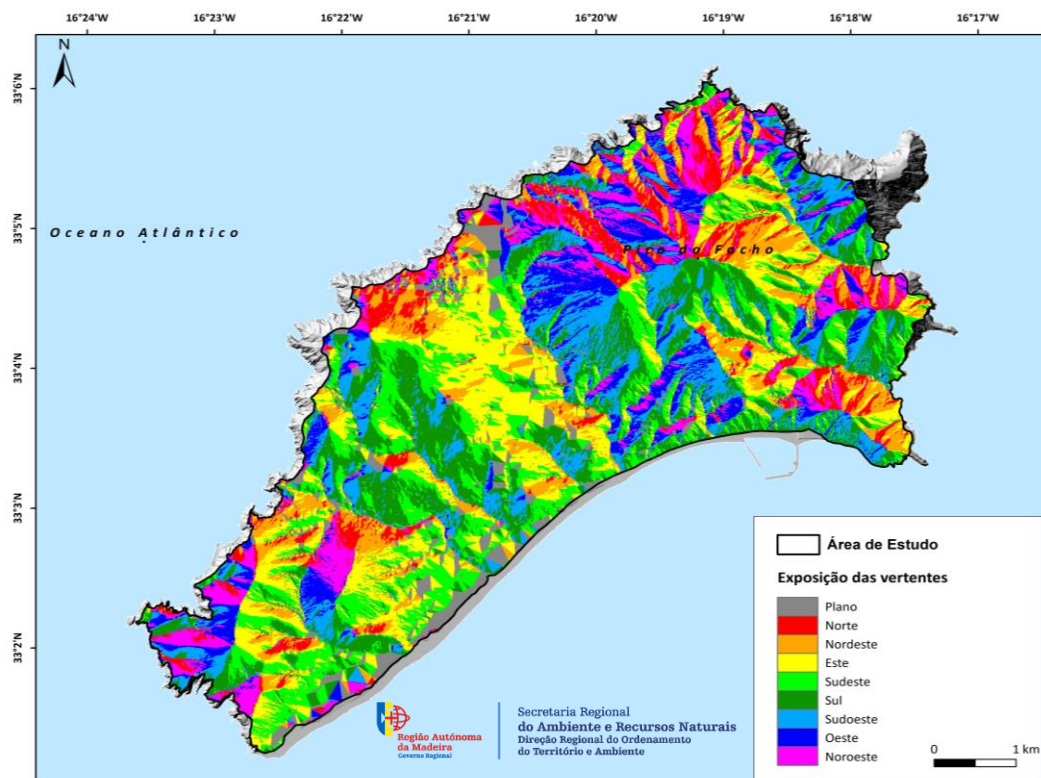


Figura 1.5: Exposição das vertentes em Porto Santo.

1.4 Uso e Ocupação do Solo

A caracterização da ocupação e uso do solo na ilha do Porto Santo baseou-se na interpretação de informação oficial, nomeadamente na Carta de Uso e Ocupação do Solo (COS) de 2007, nível 2 (Figura 1.6), disponibilizada pela Direção Regional de Ordenamento do Território (DROTe).

De acordo com a Tabela 1.3, a classe que mais se destaca, pela extensão que ocupa, diz respeito às florestas abertas e vegetação arbustiva e herbácea, encerrando um total de 69,1 % da área em estudo. As florestas correspondem à segunda classe com maior representação, contabilizando 7,8 % do território, uma diferença bastante significativa face à primeira classe referida. O tecido urbano ocupa cerca de 6 % da área de estudo, enquanto a classe da indústria, comércio e transportes totaliza 5,9 %. Relativamente a esta última, destaca-se o peso e, conseqüentemente, a expressão territorial conferida pelo aeroporto. As restantes classes apresentam valores pouco expressivos em termos de ocupação do território.

Tabela 1.3: Frequências absoluta e relativa das classes de uso e ocupação do solo em Porto Santo (fonte: COS 2007, nível 2)

Classes da COS (Nível 2)	Área (m ²)	Área (%)
1.1 Tecido urbano	2163550	6,0
1.2 Indústria, comércio e transportes	2142675	5,9
1.3 Áreas de extração de inertes, áreas de deposição de resíduos e estaleiros de construção	211125	0,6
1.4 Espaços verdes urbanos, equipamentos desportivos, culturais e de lazer, e zonas históricas	725400	2,0
2.1 Culturas temporárias	1243700	3,4
2.2 Culturas permanentes	406300	1,1
2.4 Áreas agrícolas heterogêneas	5925	0,0
3.1 Florestas	2822800	7,8
3.2 Florestas abertas e vegetação arbustiva e herbácea	24964525	69,1
3.3 Zonas descobertas e com pouca vegetação	1365550	3,8
5.1 Águas interiores	58825	0,2
Total	36110375	100

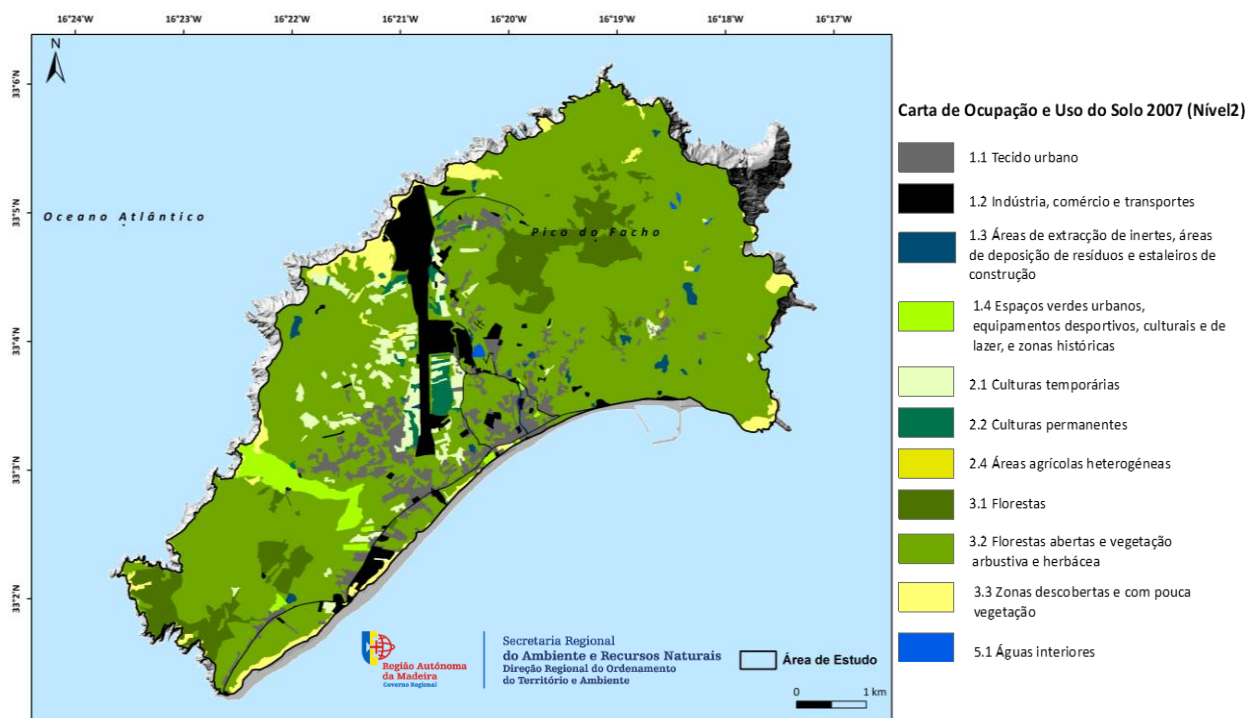


Figura 1.6: Uso e Ocupação do solo em 2007 em Porto Santo (Fonte: adaptado de Direção Regional de Ordenamento do Território).

1.5 Caracterização climática

Atendendo à classificação climática de Köppen-Geiger, a ilha de Porto Santo apresenta um clima seco (árido) do tipo BSh (estepe quente) embora em alguns locais de maior altitude se verifiquem características de climas temperados (Tipo C), nomeadamente os subtipos Csa (temperado com Verão seco e quente) e Csb (temperado com Verão seco e temperado) (AEMET-IM, 2011).

O clima da ilha do Porto Santo está estreitamente ligado a características intrínsecas à própria ilha, nomeadamente a sua localização, dimensão, exposição, altitude e relevo. Estas características atuam de forma integrada conferindo particularidades ao clima do Porto Santo (Silva, 2003). Porto Santo situa-se numa região subtropical sendo fortemente influenciada pelos anticlones continentais do Noroeste de África e da Europa Ocidental, em detrimento do anticiclone dos Açores. Eventualmente poderá sofrer a influência da superfície frontal polar, embora tal acontecimento seja raro (Machado, 1984).

A inexistência de grandes altitudes dificulta a condensação das massas de ar húmido circundantes, criando um ambiente com características de aridez muito acentuadas (Roseira, 1988 in Ferreira, 2014). As variações observadas na humidade, vento, precipitação, temperatura e nebulosidade, são associadas em grande parte à reduzida dimensão da ilha (Silva *et al.*, 2003).

Na Tabela 1.4 apresentam-se os dados da temperatura correspondentes à normal climatológica para o período de 1971-2000, registadas na estação meteorológica do Aeroporto do Porto Santo.

Tabela 1.4: Valores médios mensais e anuais de temperatura (°C) registados no período de 1971-2000 (Fonte: Instituto Português do Mar e da Atmosfera)

jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez	anual
Média da Temperatura Média Diária (°C)												
15,6	15,5	15,9	16,5	17,8	19,6	21,3	22,5	22,3	20,6	18,6	16,8	18,6
Média da Temperatura Máxima Diária (°C)												
18,0	18,0	18,5	19,2	20,5	22,1	23,8	25,0	25,0	23,2	21,0	19,2	21,1
Média da Temperatura Mínima Diária (°C)												
13,2	13,1	13,3	13,8	15,1	17,1	18,8	19,9	19,6	18,1	16,2	14,4	16,1

De acordo com os dados da Tabela 1.4, a temperatura média anual registada em Porto Santo, no período compreendido entre 1971 e 2000, situou-se na ordem dos 18,6 °C. Os meses de agosto e setembro são aqueles onde se observou uma temperatura média diária

mais elevada (22,5 °C e 22,3 °C, respetivamente), enquanto janeiro e fevereiro registaram os valores médios mais baixos (15,6 °C e 15,5 °C, respetivamente), o que permite estimar que a amplitude térmica anual se situa, em média, em torno dos 7 °C.

A média da temperatura máxima diária revela que os meses de agosto e setembro registaram uma temperatura mais elevada (25 °C em ambos os meses), enquanto os valores médios da temperatura mínima diária indicam que fevereiro registou o valor mais baixo (13,1 °C). Estas variações das médias da temperatura são facilmente observadas na Figura 1.7, com uma clara tendência de subida de todas as temperaturas médias até atingirem o seu máximo entre agosto e setembro, descendo gradualmente até atingirem os valores mais baixos no mês de fevereiro.

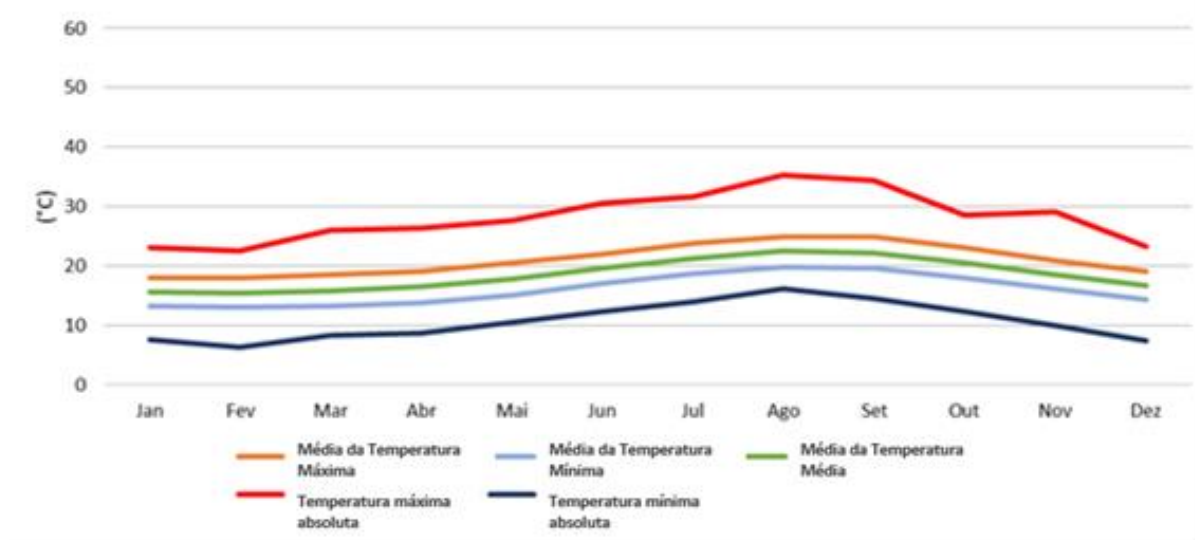


Figura 1.7: Temperatura do ar registada para o período 1971-2000 (Fonte: Instituto Português do Mar e da Atmosfera).

Na Figura 1.8 é feita uma análise ao número médio de dias com temperatura máxima igual ou superior a 25°C e 30 °C e temperatura mínima inferior ou igual a 20 °C e 0 °C. Neste contexto, observa-se que a temperatura máxima igual ou superior a 30°C apenas ocorre durante os meses de agosto e setembro, com um número médio de 0,3 e 0,4 dias, respetivamente. Também agosto e setembro são os meses que, em média, apresentam um maior número de dias com temperatura igual ou superior a 25 °C (15,3 e 14,8 dias, respetivamente). Quanto à análise do número médio de dias com temperatura mínima negativa (inferior a 0 °) não se registaram quaisquer valores.

Relativamente às temperaturas máxima e mínima absolutas, registaram-se 35,3 °C no mês de agosto (em 1990) e 6,4 °C em fevereiro (1981).

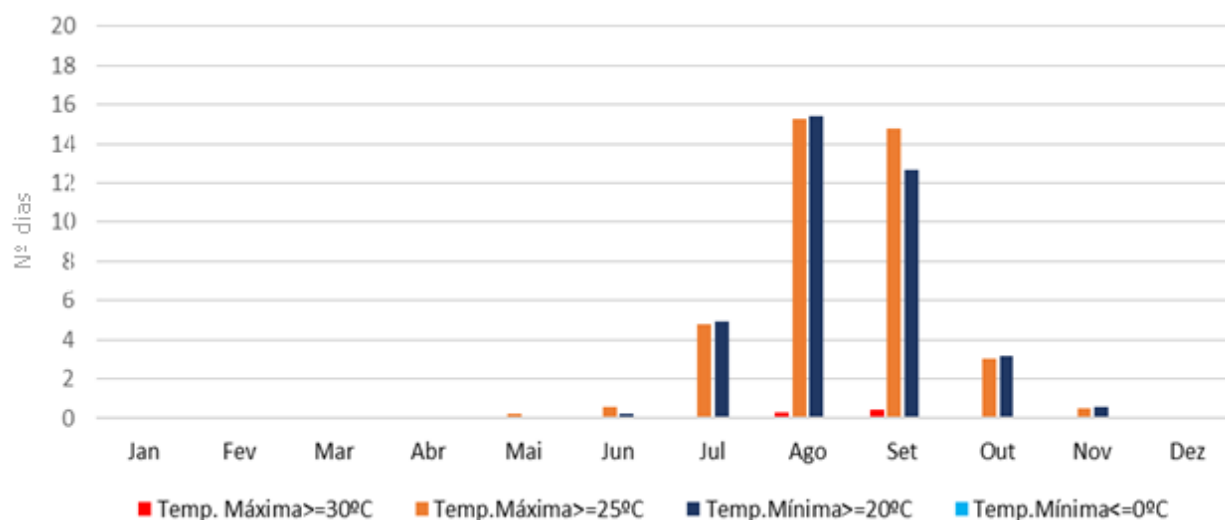


Figura 1.8: Número médio de dias com temperatura máxima igual ou superior a 25 °C e 30 °C e temperatura mínima igual ou superior a 20 °C e inferior a 0 °C.

Na Tabela 1.5 são sumariados os dados de precipitação média mensal e anual relativos à estação meteorológica do Porto Santo, para o período compreendido entre 1971 e 2000. A precipitação anual média corresponde a 361,3 mm.

Quanto à distribuição da precipitação ao longo do ano, cerca de 80 % da precipitação (285,9 mm) concentra-se em 6 meses, entre outubro e março, todos com registos de precipitação acima de 25 mm. O mês de dezembro é o que apresenta um valor médio de precipitação mais elevado, com 69,9 mm, o que corresponde a cerca de 20 % do total anual. Por outro lado, o mês com um menor valor médio de precipitação é o mês de julho, com apenas 3,2 mm.

A precipitação máxima diária observada no período de 1971-2000 foi de 73,0 mm, em 16 de novembro de 1995, valor esse seguido pelos 62,9 mm registados em 3 de dezembro de 1977. No contexto da presente dissertação, os valores máximos de precipitação diária são um indicador relevante do potencial erosivo da precipitação e podem indicar, ainda que de forma aproximada, o seu potencial como possíveis limiares diários para a ocorrência de movimentos de vertente. De acordo com Andrade *et al.*, (2008), estas precipitações intensas observadas não só em dezembro, mas também em novembro, janeiro e março adquirem uma particular importância em Porto Santo pelos ravinamentos que originam, uma vez que o solo se encontra praticamente desprotegido de vegetação.

Tabela 1.5: Valores médios mensais e anuais de precipitação (mm) e valores máximos de precipitação diária registados no período 1971-2000 (Fonte: Instituto Português do Mar e da Atmosfera)

	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez	anual
Média da quantidade de Precipitação Total (mm)													
	48,7	40,2	37,2	23,5	14,0	7,0	3,2	4,0	23,7	39,9	50,0	69,9	361,3
Valor máximo de Precipitação Diária (mm)													
	36,8	46,8	34,5	37,5	31,8	14,5	10,4	5,8	34,7	33,4	73,0	62,9	73,0
Data	07/1990	27/1975	16/1980	14/1980	28/1974	15/1985	27/1990	30/1976	27/1989	24/1997	16/1995	03/1977	16/11/1995

A Figura 1.9 representa a distribuição mensal do número médio de dias com precipitação igual ou superior a 0,1 mm, 1,0 mm e 10 mm, bem como a sua variação ao longo dos meses do ano, sendo clara a tendência para o decréscimo do número de dias chuvosos e dos valores de precipitação diária a partir de janeiro, atingindo os mínimos em julho e agosto, voltando a aumentar gradualmente até dezembro.

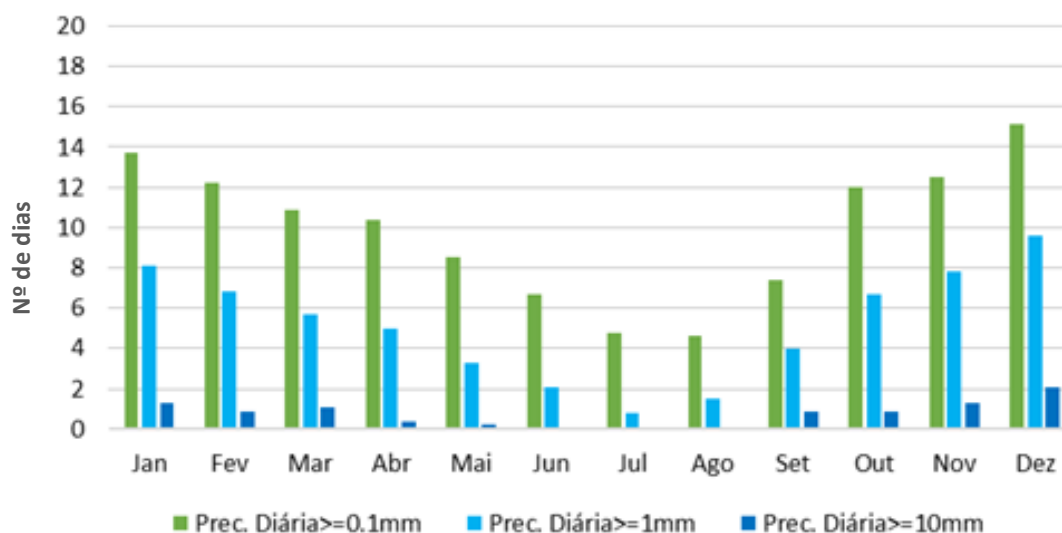


Figura 1.9: Número de dias com precipitação diária igual ou superior a 0,1, 1,0 e 10 mm registados para o período 1971-2000 (Fonte: Instituto Português do Mar e da Atmosfera).

Anualmente, em Porto Santo, o número médio de dias com precipitação igual ou superior a 0,1 mm, a 1 mm e a 10 mm corresponde a 118,8 dias, 61 dias, e a 9,2 dias, respetivamente (Tabela 1.6). Dezembro é o mês que apresenta o maior número médio de dias para qualquer um dos valores de precipitação de referência (0,1 mm; 1 mm; e 10 mm).

Tabela 1.6: Número de dias com precipitação acima de 0,1 mm, 1 mm e 10 mm durante o período 1971-2000
(Fonte: Instituto Português do Mar e da Atmosfera).

	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez	anual
RR ≥ 0,1 mm	13,7	12,2	10,9	10,4	8,5	6,7	4,8	4,6	7,4	12,0	12,5	15,1	118,8
RR ≥ 1 mm	8,1	6,8	5,7	5,0	3,3	2,1	0,8	1,5	4,0	6,7	7,8	9,6	64,4
RR ≥ 10 mm	1,3	0,9	1,1	0,4	0,2	0,1	0	0	0,9	0,9	1,3	2,1	9,2

Os dados de intensidade horária da precipitação foram analisados tendo por base os registos horários de precipitação para Porto Santo, para o período compreendido entre 1999 e 2020 (informação cedida pelo Instituto Português do Mar e da Atmosfera). Neste período com cerca de 20 anos, e excluindo as falhas de registo (classe “NO DATA”) apenas 0,5 % das horas registaram intensidades de precipitação superiores a 2 mm/h e 93,1 % das horas registaram intensidades de precipitação até 2 mm/h (Tabela 1.7). Verificou-se ainda que apenas em dois registos os valores de intensidade da precipitação foram superiores a 30 mm/h (35,2 mm/h e 34,4 mm/h), ambos registados no dia 5/11/2012.

Tabela 1.7: Frequência absoluta do número de horas por classe de intensidade de precipitação (mm/h) entre 1999 e 2020 (Fonte: Instituto Português do Mar e da Atmosfera)

Intensidade de precipitação (mm/h)	Nº de horas	%
0-2	172684	93,057
2-10	915	0,493
10-20	61	0,033
20-30	6	0,003
30-40	2	0,001
NO DATA	11900	6,413
Total	185568	100

A frequência absoluta anual do número de horas por classe de intensidade de precipitação é apresentada na Tabela 1.8. As distribuições do número de horas pelas diferentes classes de intensidade de precipitação apresentam uma grande variabilidade interanual. Acresce que apenas se registaram 61 horas com intensidade de precipitação entre 10 e 20 mm/h, estas distribuídas de forma irregular ao longo de 17 dos 22 anos da série (ano civil). Os registos de intensidade de precipitação acima de 20 mm/h ocorrem de forma esporádica e, ao longo dos 22 anos da série de dados, apenas foram registadas 2 horas com intensidades de precipitação entre 30 e 40 mm/h.

Tabela 1.8: Frequência absoluta anual do número de horas por classe de intensidade de precipitação (mm/h) entre 1999 e 2020 (Fonte: Instituto Português do Mar e da Atmosfera)

Nº de horas por classe de intensidade de precipitação (mm/h)					
Ano	0-2	2-10	10-20	20-30	30-40
1999	8322	41	1		
2000	8536	51			
2001	8665	46	5		
2002	1296	11			
2003	4221	31	1		
2004	8541	16	1		
2005	7544	19			
2006	8647	35	3	1	
2007	8698	33	4		
2008	8719	39		1	
2009	8670	61	1		
2010	8118	45	4		
2011	8288	80	7		
2012	8713	49	7	2	2
2013	8692	51			
2014	8663	55	1	1	
2015	8714	39	3		
2016	8715	61	8		
2017	8708	38	5	1	
2018	8690	52	5		
2019	8717	36	4		
2020	4807	26	1		
Total	172684	915	61	6	2

Relativamente à distribuição intra-anual deste número de horas por classe de intensidade de precipitação (Tabela 1.9) observa-se que as horas com intensidade de precipitação superior a 2 mm/h têm maior frequência entre outubro e abril. O mês de novembro é o que regista um maior número de horas com intensidades de precipitação superiores a 2, a 10 e a 20 mm/h, com 154h, 16h e 5h, respetivamente. Neste contexto, importa realçar também os meses de outubro, dezembro e fevereiro.

Tabela 1.9: Frequência absoluta mensal do número de horas por classe de intensidade de precipitação (mm/h) entre 1999 e 2020 (Fonte: Instituto Português do Mar e da Atmosfera)

Intensidade de precipitação (mm/h)	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
0-2	14730	13849	14806	14151	14649	14267	15147	14767	14308	13944	13884	14182
2-10	118	102	82	97	47	19	2	5	46	135	154	108
10-20	4	12	2	7	3	1			1	11	16	4
20-40						1				1	5	1

Capítulo 2 – Enquadramento conceptual e estado da arte

2.1 Modelo conceptual de avaliação da suscetibilidade

O modelo conceptual de avaliação da suscetibilidade implica determinar no espaço a probabilidade de ocorrência de um determinado conjunto de movimentos de vertente, ou seja, definir onde é mais provável que ocorram os novos movimentos de vertente (Guzzetti *et al.*, 1999).

A avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente tem por base a definição da propensão para a ocorrência de movimentos de vertente numa determinada área com base nas condições locais do terreno (fatores de predisposição), não incluindo o seu período de retorno nem a probabilidade de ocorrência (Zêzere, 2010). A avaliação da suscetibilidade possibilita, à posteriori, proceder à hierarquização de todo o território em função da predisposição para ser afetado por movimentos de vertente (Guzzetti, 2005).

Apesar das dificuldades de consenso sobre o melhor método, estatístico ou de base física, e das diferenças conceptuais existentes entre estes métodos, considera-se que o modelo conceptual de avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente encontra-se estabilizado (e.g., Oliveira, 2012). Segundo Guzzetti *et al.* (1999) e Guzzetti (2005), existe um conjunto de assunções científicas, universalmente aceites, que suportam estes modelos, nomeadamente:

- i) Os movimentos de vertente criam uma assinatura morfológica, nas vertentes, que permite que sejam reconhecidos e, consequentemente, classificados e cartografados;
- ii) Existem leis mecânicas que controlam os movimentos de vertente, que podem ser deduzidas de forma empírica, estatística ou determinística;
- iii) As condições que causam os movimentos de vertente, de forma direta ou indireta, podem ser aferidas e utilizadas para construir modelos preditivos;
- iv) Ao conhecer os fatores de predisposição que levaram à ocorrência de movimentos de vertente no passado, podemos deduzir espacialmente a ocorrência de futuros movimentos de vertente. Este ponto remete para aplicação prospetiva do princípio do Uniformitarismo (Guzzetti *et al.*, 1999).

O princípio do Uniformitarismo assume que os fatores de predisposição responsáveis pela instabilidade no passado, permanecem estáticos no futuro, e assim, os novos movimentos de vertente são originados pela recorrência das mesmas condições que os geraram no passado (Guzzetti *et al.*, 2005). Esta assunção não garante a sua validade futura, caso ocorra uma qualquer alteração das condições que originam a instabilidade geomorfológica (Van Westen *et al.*, 2008).

2.2 Movimentos de massa em vertentes

Os movimentos de massa em vertente correspondem a movimentos de descida, numa vertente, de rocha ou solo, onde o centro de gravidade do material mobilizado progride para jusante e para o exterior (Cruden e Varnes, 1996). Atendendo à classificação da UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (WP/WLI, 1993), existem cinco tipos de movimentos de massa em vertente: desabamento (fall), balançamento (topple), deslizamento (slide), expansão lateral (lateral spread), e escoada (flow).

Na ilha do Porto Santo, excluindo os movimentos de vertente em arribas, identificam-se, sobretudo, deslizamentos superficiais, associados ou não à presença de ravinas, e escoadas de detritos cujo mecanismo de iniciação relaciona-se com a ocorrência de deslizamentos superficiais.

2.2.1 Deslizamentos superficiais e escoadas de detritos

Os deslizamentos superficiais ocorrem ao longo de planos de rutura paralelos à superfície topográfica e correspondem a um dos tipos de movimentos de massa em vertentes mais comuns em todas as zonas climáticas do globo, caracterizando-se por apresentar uma espessura reduzida, geralmente inferior a 2 metros (van Asch *et al.*, 1999).

As escoadas de detritos correspondem a uma mistura de detritos e água, que se move por impulsos sucessivos induzidos pela força gravítica (Corominas *et al.*, 1996). Representam um fenómeno bastante perigoso e comum em regiões com relevo acidentado onde frequentemente ocorrem episódios de precipitação intensa (Corominas *et al.*, 1996).

2.2.2 Fatores condicionantes e desencadeantes de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos

As condições e processos responsáveis pelos movimentos de massa em vertente são múltiplas e frequentemente ocorrem em simultâneo. Por este mesmo motivo, tentar identificar qual a condição ou processo responsável pela instabilidade de uma vertente é difícil ou mesmo inadequado. Nas Ciências da Terra, considera-se que a estabilidade de

uma vertente é influenciada por três tipos de fatores: predisposição, preparatórios e desencadeantes (Glade e Crozier, 2005).

Os fatores de predisposição (por exemplo, declive e litologia) são estáticos e relacionam-se com as características do terreno. Estes influenciam a margem de estabilidade das vertentes, mas também atuam como catalisadores, aumentando a eficácia dos fatores preparatórios.

Os fatores preparatórios, juntamente com os fatores de predisposição, diminuem a margem de estabilidade das vertentes ao longo do tempo, sem serem diretamente responsáveis pelo início do movimento. Estes fatores são de natureza dinâmica e podem operar a escalas temporais relativamente longas (e.g., meteorização e movimentos tectónicos) ou curtas (e.g., desflorestação, erosão e atividades antrópicas).

De acordo com a literatura internacional, os deslizamentos superficiais e as escoadas de detritos ocorrem frequentemente em vertentes com declive acentuado, preferencialmente em declives entre 25° e 45° (Corominas, 1996; Hungr, 2005). A litologia também desempenha um papel extremamente importante na ocorrência dos deslizamentos superficiais e das escoadas de detritos, uma vez que as vertentes mais propensas à ocorrência destes dois tipos de movimentos de massa em vertente são aquelas em que os materiais do substrato originam uma quantidade abundante de detritos, em consequência dos processos de meteorização física e química (Iverson, 2014).

A falta ou escassez de vegetação por erosão, por exemplo, trata-se de um fator preparatório frequentemente associado à presença de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos (Corominas, 1996). De facto, a vegetação tem um papel duplo na estabilidade das vertentes. Por um lado, o seu efeito mecânico está relacionado com o reforço das raízes que promovem um aumento da resistência ao corte em solos superficiais (van Beek, 2002). Por outro lado, o efeito hidrológico reflete-se na perda de precipitação por interceção, bem como na redução da quantidade de água no solo por evapotranspiração (Bogaard e Greco, 2016). Adicionalmente, nas regiões temperadas, os deslizamentos superficiais e as escoadas de detritos ocorrem sobretudo durante o outono e inverno, o que corresponde à altura do ano em que existe um maior conteúdo de água no solo e uma menor taxa de evapotranspiração. Por este motivo, o efeito mecânico da vegetação acaba por ser mais importante que o próprio efeito hidrológico. O efeito mecânico desempenha também um papel mais importante nos solos superficiais, uma vez que estes últimos permitem que as raízes se fixem com maior firmeza nos substratos rochosos, ao contrário do que acontece quando as superfícies de rutura se encontram a maior profundidade (Sidle, 2005).

Os fatores desencadeantes (e.g., precipitações intensas e de curta duração, precipitações abundantes e prolongadas no tempo, erupções vulcânicas e atividade sísmica) são fatores dinâmicos e são responsáveis pelo início dos movimentos de massa em vertentes. Os deslizamentos superficiais e as escoadas de detritos são frequentemente desencadeados por eventos de precipitação que duram entre algumas horas a uns dias e que geralmente

exibem um pico de intensidade (Flageollet *et al.*, 1999; Sidle e Bogaard, 2016). O balanço de água no solo é essencialmente controlado pela infiltração da água da chuva, percolação em solos não saturados e uma rápida subida do nível freático na sequência destas tempestades (van Asch *et al.*, 1999). Consequentemente, os solos superficiais apresentam uma rápida resposta às alterações entre períodos secos e chuvosos, durante os quais a percolação e evapotranspiração induzem à redistribuição da água no solo. Nestas situações, a rutura não é necessariamente determinada pelo desenvolvimento de pressões positivas na água dos poros. Nas vertentes com declive acentuado, a diminuição da coesão aparente e a percolação da frente de saturação são responsáveis pela redução da resistência ao corte (Dikau, 2013) e, consequentemente, pelo início do movimento.

Considerando que o aumento da pressão da água nos poros está diretamente relacionado com a profundidade do plano de rutura, a quantidade de água necessária para desencadear deslizamentos superficiais e escoadas de detritos é menor comparativamente à quantidade de água necessária para desencadear movimentos de vertente com planos de rutura a uma maior profundidade (Iverson, 2000).

2.3 Movimentos de massa em ravinas

2.3.1 Processo erosivo em ravinas

Bergonse e Reis (2011), com base em base em Soil Science Society of America (2001) e Poesen *et al.* (2006), definem ravinamento como o processo erosivo, no qual o escoamento acumula-se em canais estreitos, com frequência, e que em períodos curtos retira solo destes canais estreitos até profundidades consideráveis.

A capacidade de erosão do escoamento é controlada pela velocidade do fluxo, que por sua vez é determinada pelo declive, pela rugosidade do leito, no caso do escoamento concentrado, e pela profundidade e geometria do canal (Bergonse e Reis, 2011). O processo de ravinamento, e consequente erosão do solo, é influenciado pelo escoamento superficial concentrado (Wainwright e Thornes, 2004), pelo escoamento laminar (Vandekerckhove *et al.*, 2000b) e pelos movimentos de “vertente”, sendo estes últimos particularmente importantes no contexto do alargamento das ravinas (Bergonse e Reis, 2011).

Morfologicamente distinguem-se dois tipos de sistemas de ravinas, de acordo com as características dos interflúvios entre canais individuais (Figura 2.1; Bergonse e Reis, 2011):

- i) Sistema de ravinas em rede (*gully systems network*), onde os canais e as cabeceiras estão mais afastados e são separados por porções de área envolvente não entalhada e a superfície entre canais é uma continuação da superfície exterior à rede (Martínez-Casanovas *et al.*, 2004);

- ii) Sistema de ravinas em complexo (*gully systems complex*), onde os canais estão divididos por interflúvios que resultam da erosão da área envolvente.

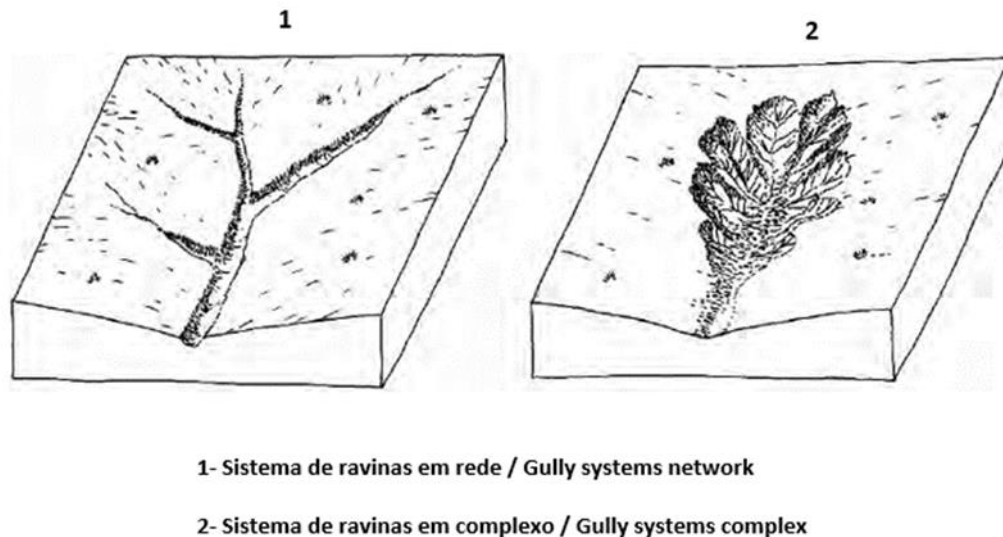


Figura 2.1: Sistema de ravinas em rede e em complexo (fonte: adaptado de Bergonse e Reis, 2011)

Esta distinção torna-se necessária pelo facto de as ravinas em rede serem uma ligação entre o ravinamento e a geomorfologia fluvial, no entanto, os sistemas em complexo têm uma maior importância na transição entre o ravinamento e a geomorfologia de *badlands*. Marden *et al.* (2012) reconhecem a importância que o ravinamento tem na iniciação de movimentos de vertente. Também Betts *et al.* (2003) referem que os processos de erosão associados aos sistemas de ravinas em complexo potenciam a ocorrência de movimentos de vertente.

2.3.2 Instabilidade em ravinas

Os movimentos de massa em ravinas relacionam-se com o ravinamento em três contextos (Bergonse e Reis, 2011):

- i) Surgimento de novas ravinas em locais onde previamente não se verificava um entalhe, ou seja, vertentes ou terraços (Harvey, 1982);
- ii) Bifurcação de canais pré-existentes, o que inclui outras ravinas;
- iii) Existência de uma ação direta de movimentos de massa em vertentes na expansão de ravinas pré-existentes, quer esta se articule ou não com a ação do escoamento para originar uma bifurcação.

Os movimentos de vertente que ocorrem na cabeceira e paredes das ravinas são controlados pela dinâmica existente entre a resistência ao corte do material e as tensões que são exercidas sobre este. O equilíbrio entre estes dois fatores depende (Bergonse e Reis, 2011):

- i) Do declive das paredes e da cabeceira da ravina;
- ii) Das propriedades físicas do solo, como por exemplo, a permeabilidade;
- iii) Da altura do canal;
- iv) Da presença de árvores, que promovem um aumento da tensão tangencial.

Neste contexto, distinguem-se seis subprocessos ativos para o desencadeamento de movimentos de massa em ravinas, influenciados pelas condições hidrológicas do terreno (Bergonse e Reis, 2011):

- i) Sapamento basal nas cabeceiras e paredes, como consequência da libertação das tensões exercidas pelo peso do material, e do afloramento da drenagem sub-superficial;
- ii) Sapamento basal nas paredes, consequente da ação erosiva do escoamento no fundo da ravina;
- iii) Criação e alargamento de tubos, em solos dispersivos, o que afeta tanto a cabeceira como as paredes das ravinas;
- iv) Sapamento basal na cabeceira, devido à força/impacto vertical do escoamento;
- v) Criação e colapso de caneluras que são desenvolvidas na cabeceira e nas paredes em consequência do impacto da precipitação, do escoamento superficial e sub-superficial;
- vi) Criação de fraturas a montante das paredes e da cabeceira devido à libertação da tensão induzida pelo desnível sobre a massa de material, e tensões associadas a ciclos de humedecimento/dessecação do solo. Estas fraturas permitem uma maior infiltração da água, o que, consequentemente, aumenta a instabilidade.

Os movimentos de massa em ravinas decorrem da conjugação dos processos anteriormente citados e, tal como já foi referido, são influenciados pelas condições hidrológicas do terreno.

De acordo com Bocco (1991), é relevante considerar duas variáveis climáticas, para além da intensidade da precipitação no processo de ravinamento, sendo estas a humidade e a quantidade de precipitação.

Quando as fraturas de tensão (tração ou cisalhamento) passam a ocupar uma área significativa da altura das paredes, a evolução da ravina pode ocorrer por desabamento de segmentos da parede da ravina, onde a força de tensão sobre o solo é o principal fator (Bull e Kirkby, 1997). Na cabeceira das ravinas ocorre um processo semelhante ao descrito anteriormente, no entanto, destaca-se a força que o solo exerce sobre a cabeceira já previamente fraturada (Bradford e Piest, 1980). De acordo com Collison (2001) o desabamento é igualmente associado à ação conjunta de sapamento e fracturação, que podem acontecer sem haver uma saturação do solo com água. Collison (2001) sugeriu um ciclo de recuo das cabeceiras, e que também pode ser aplicado às paredes das ravinas, que assenta na combinação de fraturas de tensão, escoamento sub-superficial e sapamento basal (Figura 2.2):

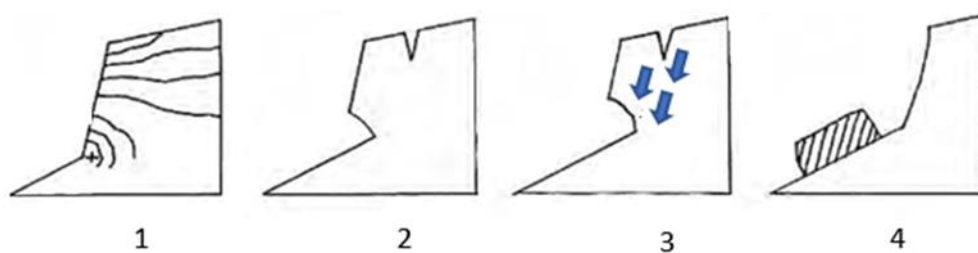


Figura 2.2: Ciclo proposto por Collison (2001) para o recuo de cabeceiras (fonte: adaptado de Collison, 2001 in Bergonse e Reis, 2011).

- i) A libertação de tensões resulta na iniciação do processo. As linhas na figura representam planos de igual tensão tangencial na cabeceira da ravina, e o máximo de tensão é representado por (+);
- ii) Início da fracturação e sapamento;
- iii) Aumento da infiltração da água originada pelas fraturas, o que causa um aumento do escoamento sub-superficial;
- iv) O afloramento do escoamento sub-superficial ocorre na base da cabeceira, o que potencia o sapamento e a tubulação do canal. Ocorre o colapso quando existe precipitação suficiente para haver um preenchimento das fraturas com água, o que por sua vez reduz a resistência do material.

Importa salientar que os sub-processos referidos são complexos, o que dificulta o enquadramento da instabilidade num subtipo de movimento de vertente em contexto de ravinas (Bergonse e Reis, 2011).

2.3.3 Relação entre o clima e a formação de ravinas/movimentos de massa em ravina

Os sistemas de ravinas apresentam algumas das maiores taxas de erosão possíveis de observar em diferentes contextos geomorfológicos (Nadal-Romero *et al.*, 2011). O desenvolvimento do sistema de ravinas encontra-se frequentemente associado à existência de uma litologia pouco permeável e de planos horizontais estratificados (por exemplo, margas), embora também se possam formar em materiais com fraca consolidação (Cánovas *et al.*, 2017).

Embora as áreas suscetíveis à formação de ravinas se estendam por muitas zonas climáticas, estas encontram-se sobretudo associadas a ambientes áridos e semi-áridos (Salleh e Mousazadeh, 2011) com contrastes sazonais e, com menor frequência, em regiões sub-húmidas e húmidas (Torri *et al.*, 2000; Gallart *et al.*, 2002; Cánovas *et al.*, 2017).

Nas últimas duas décadas, alguns estudos têm salientado a importância dos movimentos de vertente na formação e desenvolvimento de ravinas. Hicks *et al.* (2000) verificaram, numa sub-bacia com uma forte presença de ravinas na Nova Zelândia, que grande parte dos sedimentos removidos resultaram de movimentos de vertente desencadeados durante episódios de precipitação intensa. Guo *et al.* (2020) apresentaram um estudo, levado a cabo numa região com um clima semi-árido, com conclusões relevantes no que respeita à relação entre a descarga de sedimentos e os movimentos de massa em ravinas. Os autores verificaram que estes últimos são os principais responsáveis pela expansão das paredes das ravinas e os principais fornecedores de sedimentos aos rios. Estimaram ainda que, neste clima semi-árido, o limiar de precipitação para o desencadeamento de movimentos superficiais de massa em ravinas situou-se na ordem dos 28 mm, atingindo uma intensidade de 50 mm/h. Adicionalmente, estabeleceram como fator crítico para a ocorrência de movimentos de massa superficiais em ravinas, um conteúdo de água nesses materiais compreendido entre 23,1% e 25,6%.

Limiares para outras durações também têm sido descritos na literatura. Bouchnak *et al.*, (2009) avaliaram os efeitos do declive e da precipitação no volume de produção de sedimentos por erosão de ravinas, num clima semi-árido, e observaram que o máximo de ravinamento decorreu durante 3 dias, quando cerca de 200 mm, correspondentes a metade da precipitação mensal, ocorreram nesses três dias sucessivos. Capra *et al.* (2009) apontam mesmo que o aparecimento de ravinamentos efémeros é controlado por eventos de precipitação intensa e de curta duração, tendo identificado que a precipitação antecedente máxima de 3 dias é a que se ajusta melhor aos registos de erosão por ravinamentos efémeros que ocorrem sobretudo em condições de solo saturado e com escassez de vegetação.

Existe uma necessidade de aprofundar o conhecimento dos efeitos das mudanças ambientais (i.e., mudanças climáticas e de uso do solo) nas taxas de erosão das ravinas, de

forma a prever, com um maior grau de certeza, os impactos dessas mudanças ambientais nos processos e taxas de erosão das ravinas (Poesen *et al.*, 2003). Marden *et al.* (2018), confrontados com um possível aumento dos episódios de precipitação intensa na sua área de estudo, que apresenta um clima árido, concluíram que, muito provavelmente, esse aumento dos episódios de precipitação intensa irá, por um lado, causar o desenvolvimento de mais ravinas, e, por outro, induzir à expansão/alargamento das ravinas que atualmente se encontram estáveis.

2.3.4 Fatores condicionantes e desencadeantes de movimentos de massa em ravinas

Os movimentos de massa em vertentes são fundamentais tanto na fase de formação como no desenvolvimento das ravinas, no entanto, a literatura internacional tem-se focado mais nos processos de escoamento em detrimento dos movimentos de massa que possam ocorrer neste particular contexto geomorfológico (Bocco, 1991).

Não obstante, recentemente Bergonse e Reis (2016) estudaram duas bacias do rio Tejo (Ulme e Vale do Casal Velho), onde procederam à aplicação dos métodos de Regressão Linear Múltipla e Regressão Logística, com a intenção de perceber os fatores de controlo, iniciação e desenvolvimentos de grandes sistemas de ravinas. A combinação destes métodos permitiu obter um modelo conceptual para a iniciação e evolução destes sistemas. Na sua área de estudo, concluíram que as ravinas surgem na proximidade dos canais de drenagem e em áreas com declives acentuados. Os sistemas de ravinas iniciaram-se sobretudo através de movimentos de vertente na cabeceira e paredes das ravinas, onde o escoamento superficial tem um mero papel de remoção do material proveniente dos movimentos.

Vandekerckhove (2000) estudou os fatores que controlam os ravinamentos em duas regiões semiáridas, determinando que as principais diferenças existentes entre as duas áreas devem-se ao declive acentuado de uma das áreas, uma menor resistência dos materiais à erosão e um maior grau de degradação do solo devido à área ser mais seca e com condições climáticas mais extremas por comparação com a outra área de estudo. A erosão do solo, também, depende de fatores climáticos e, embora as duas áreas tenham um clima semiárido, a condição mais húmida que se verifica numa delas origina uma maior cobertura vegetal, proporcionando consequentemente uma maior proteção à erosão (Vandekerckhove, 2000). Salleh e Mousazadeh (2011) referem, da mesma forma, que os processos de ravinamento ocorrem predominantemente em terrenos áridos onde, por sua vez, o coberto vegetal é menor.

Betts *et al.* (2003) encontraram evidências de que a erosão por movimentos de vertente em torno de grandes complexos de ravinas é predominante nos meses de inverno, aquando da ocorrência de mais precipitação e taxas de evapotranspiração mais baixas. A

média da precipitação mais elevada durante um período leva à saturação do solo e à subida da toalha freática, fatores que são considerados importantes para a ocorrência de movimentos de massa em ravinas (Harvey, 2001).

Wang *et al.* (2015) desenvolveram um estudo numa região semi-árida na China, onde identificaram 8135 movimentos de vertente superficiais desencadeados por episódios de precipitação intensa. Estes movimentos de massa, que ocorreram em vertentes com declives compreendidos entre 35 e 50°, apresentavam profundidades do plano de rutura inferiores a 2 m, indicando que a camada superficial de solo estaria completamente saturada pela forte precipitação.

Também Guo *et al.* (2019), num estudo desenvolvido numa região semiárida, constataram que os movimentos de massa em ravinas ocorriam sobretudo em vertentes com material pouco consolidado e na sequência de episódios de precipitação intensa. Adicionalmente, os autores verificaram que a incidência destes movimentos aumentava com o incremento do declive.

Capítulo 3 – Dados e métodos

3.1 Inventários baseados em fotointerpretação

A fotointerpretação corresponde ao método mais utilizada para cartografar movimentos de vertente, incluindo a sua localização, tipo e causa (Brabb, 1991). Segundo Rib e Liang (1978), os fatores que influenciam a qualidade da fotointerpretação podem ser agrupados em quatro categorias: fatores naturais, parâmetros fotográficos (nuvens a obstruir a imagem), o equipamento utilizado e a própria experiência do técnico que faz a fotointerpretação e as técnicas que utilizou. O número de movimentos de vertente identificados, a sua dimensão e a dimensão total das áreas cartografadas, irão depender de diversos fatores, como a experiência do técnico, a qualidade das fotografias aéreas a serem utilizadas e escala (Oliveira, 2012).

De acordo com Guzzetti *et al.* (1999) existe um conjunto de pressupostos que facilitam a identificação dos movimentos de vertente, nomeadamente: os movimentos de vertente têm uma assinatura morfológica distinta das áreas envolventes não instabilizadas, permitindo a sua identificação, classificação e cartografia; as diferenças de tonalidade nas fotografias, associadas à ausência de vegetação, podem ser um indicador da cicatriz e consequente erosão provocada pela deslocação de material instabilizado para jusante.

A fotointerpretação é um dos principais métodos para obter inventários de movimentos de massa em vertentes o que possibilita a realização de mapas de suscetibilidade, uma informação relevante para o ordenamento do território (Galli *et al.*, 2008).

De acordo com Galli *et al.* (2008), os objetivos que devem orientar a elaboração de um inventário de movimentos de vertente são os seguintes:

- i) Descrever a localização, tipo e quantidade de movimentos de vertente;
- ii) Determinar estatisticamente a relação entre a área-frequência das áreas de rutura dos movimentos de vertente na área de estudo;
- iii) Possibilitar a construção dos modelos de suscetibilidade;
- iv) Elaboração de cartografia de movimentos de vertente desencadeados por um determinado evento (e.g., sísmico ou de precipitação intensa).

A fotointerpretação é uma técnica que contempla alguma subjetividade, quer tenha ou não validação no campo, e depende em grande medida da experiência de quem a executa. A fotointerpretação quando realizada por mais do que um técnico pode permitir melhorar a qualidade do inventário de movimentos de massa em vertente (Guzzetti *et al.*, 2000).

3.2 Aquisição e processamento de dados

O processamento de dados foi realizado no *software* ArcMap 10.4 e a inventariação dos movimentos de massa em vertente (frequentemente referidos apenas como movimentos de vertente) e dos movimentos de massa em ravina foi feita através da fotointerpretação de imagens de satélite disponibilizadas no Google Earth Pro (25/02/2004, 31/12/2004, 15/03/2005, 31/12/2007, 31/12/2008, 07/06/2009 e 18/12/2015).

Como referido no Capítulo 1, o inventário de movimentos de massa em vertente e de movimentos de massa em ravina e consequentes modelos de suscetibilidade foram realizados apenas para a área de estudo e não para toda a ilha do Porto Santo. A exclusão das arribas da inventariação dos movimentos deve-se à presença de distorções e efeitos de sombra, nas imagens de satélite, que impossibilitam uma delimitação correta e precisa dos mesmos nessas áreas. As praias, dunas e areais foram excluídos com o objetivo de evitar um possível enviesamento nos resultados dos modelos de suscetibilidade, dada a inexistência de movimentos de vertente nestes locais. É assumida, com esta opção de eliminação das áreas onde não ocorrem movimentos de massa em vertente para efeitos de avaliação da suscetibilidade, uma maior robustez no que respeita à capacidade preditiva dos mapas de suscetibilidade (e.g., Gordo *et al.*, 2019).

Os pressupostos que facilitam a identificação dos movimentos de vertente (e.g. Guzzetti *et al.*, 1999), foram considerados na criação do inventário da corrente dissertação. Os mesmos pressupostos são considerados válidos neste trabalho para os movimentos de massa em ravina. Para auxiliar a fotointerpretação dos movimentos de massa em vertente/ravina foi utilizado um modelo altimétrico (curvas de nível com equidistância de 5 m) e o traçado da rede hidrográfica. Esta última é de extrema importância, uma vez que os movimentos de massa em ravinas apresentam uma estreita relação com as linhas de água, constituindo um processo fundamental no controlo do início do processo de ravinamento ou expansão das ravinas (Bergonse e Reis, 2011).

A rede hidrográfica foi extraída do Geoportal da Região Autónoma da Madeira (disponível em: <https://irig-geoportal.madeira.gov.pt/IRIGMadeira/Full.aspx?gpm=87927850-6896-4c97-93bc3f4344966e5f>) que disponibiliza esta informação em formato WMS, tornando possível proceder à sua vectorização para a área de estudo. Esta informação oficial foi sujeita a um processo de revisão, onde se acrescentou/alongou alguns cursos de água com base em fotointerpretação e interpretação morfológica. Os cursos de água canalizados, como as levadas, não foram considerados no presente trabalho.

A fotointerpretação de imagens de satélite, com o objetivo de criar inventários de movimentos de vertente, tem ganho relevância nos últimos anos, em grande parte pela facilidade de obtenção dos mesmos, pela qualidade das imagens, e por estas já estarem orto retificadas (Guzzetti, 2012). Zêzere *et al.* (2009) referem que a validação no campo dos inventários de movimentos de vertente baseados em fotointerpretação é fundamental para eliminar falsos positivos. A solução adotada para ultrapassar esta possível fonte de

incerteza, passou, no presente trabalho, pela análise sistemática de um considerável número de imagens de satélite/ortofotomapas de diferentes datas, o que permitiu verificar a presença ou não de determinado movimento de vertente ao longo do tempo. Adicionalmente, o inventário de movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravinas foi validado por dois investigadores sénior com larga experiência na inventariação de movimentos de vertente, quer através de trabalho de campo, quer através de fotointerpretação.

3.3 Inventário de movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravina

O inventário realizado na área de estudo (Figura 3.1) contabiliza um total de 1563 movimentos de massa em vertente (adaptado da classificação proposta por Cruden e Varnes, 1996) e movimentos de massa em ravinas:

- i) Movimentos de massa em vertente (MMV):
 - a. Deslizamentos superficiais: 221;
 - b. Deslizamentos profundos: 6;
 - c. Escostas: 23;
- ii) Movimentos de massa em ravina (MMR): 1313.

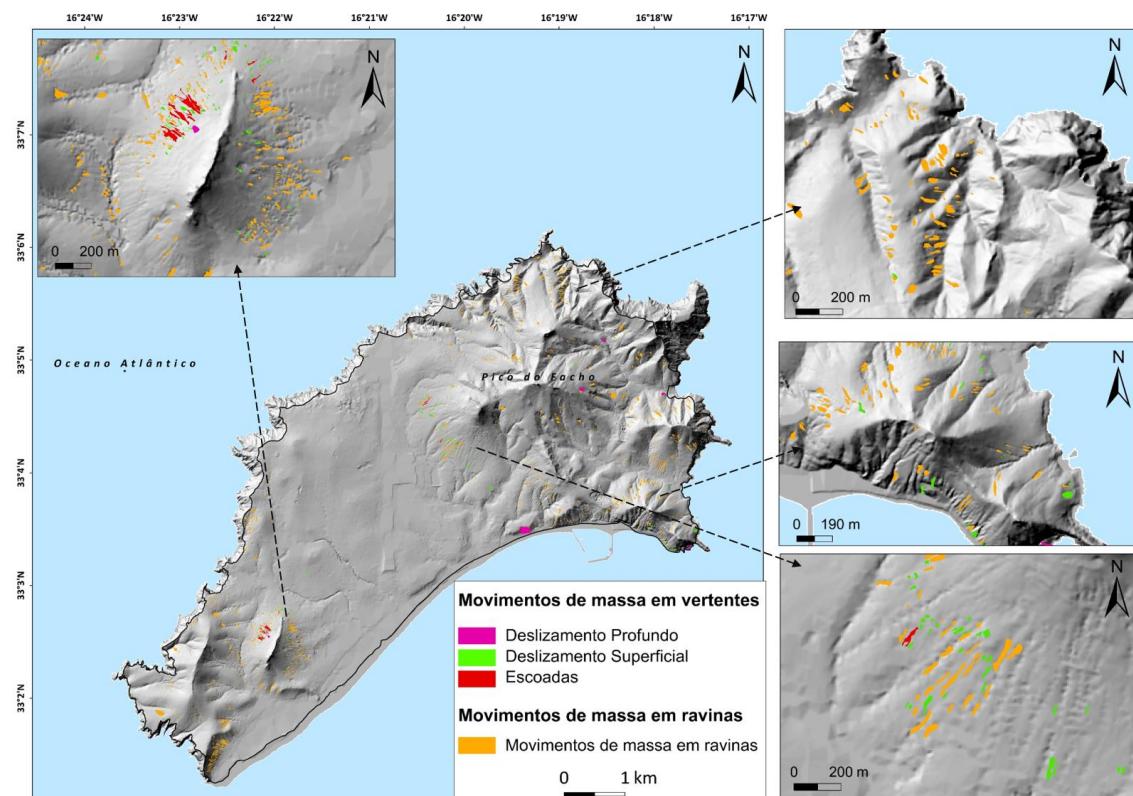


Figura 3.1: Inventário de movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravina na ilha do Porto Santo.

Com o objetivo de aprofundar o conhecimento acerca dos movimentos de massa em ravina (MMR), estes foram subdivididos em quatro subtipos de acordo com a sua localização ao longo das ravinas:

- i) MMR Cabeceiras: 401
- ii) MMR Paredes 1: 600
- iii) MMR Paredes 2: 300
- iv) Sistemas complexos: 12

A subdivisão dos MMR identificados visa a distinção de acordo com a posição que ocupam no contexto das ravinas: os MMR que ocorrem nas cabeceiras das linhas de água (MMR Cabeceira); os MMR que ocorrem ao longo da ravina (MMR Paredes 1); e os MMR que ocorrem na confluência com outras ravinas ou no setor jusante das ravinas (MMR Paredes 2). O propósito de separar estes dois tipos de MMR associados às paredes das ravinas visa explorar diferenças de energia dos processos erosivos e possíveis contrastes litológicos não identificados na cartografia geológica de base. O setor jusante e a confluência de várias ravinas podem ser entendidos como pontos críticos de escoamento e com isso, maior potencial para gerar MMR, sobretudo por sapamento da base das paredes das ravinas (MMR Paredes 2). A ocorrência de MMR no setor intermédio das ravinas (MMR Paredes 1) pode ser potenciada pela presença de transições entre litologias de resistência contrastada. Por último, a instabilidade geomorfológica associada a sistemas complexos de ravinas, não enquadrados nos tipos de MMR definidos anteriormente, são, de agora em diante, classificados como Sistemas Complexos no contexto dos MMR.

Para a subdivisão dos MMR foi necessário proceder à classificação da rede hidrográfica segundo o método de *Strahler*. A classificação dos MMR baseou-se na identificação e delimitação dos movimentos que surgiam no contexto das linhas de água de ordem 1 e 2 de *Strahler*, permitindo assim distinguir os MMR Cabeceira, MMR Paredes1 e MMR Paredes 2. Este método está esquematizado nas figuras 3.2 e 3.3.

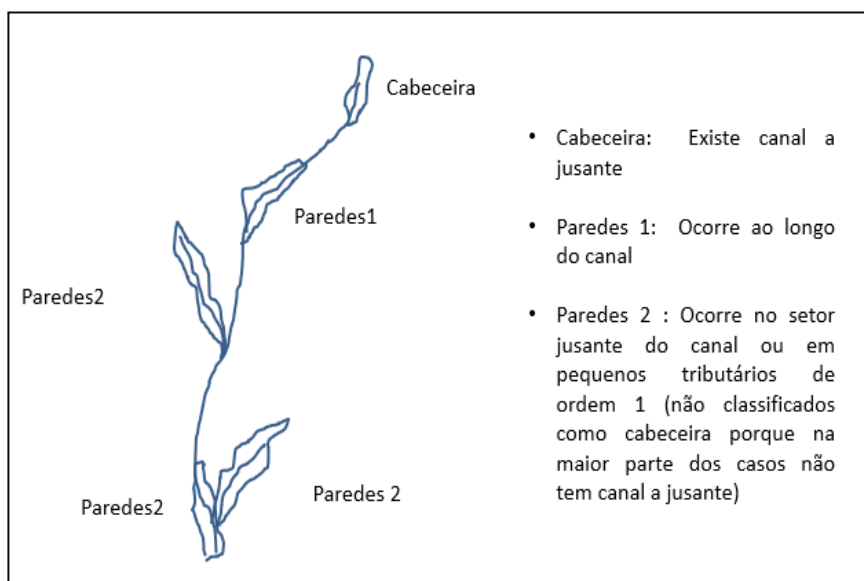


Figura 3.2: Esquema conceptual do método utilizado para a classificação dos movimentos de massa em ravina.

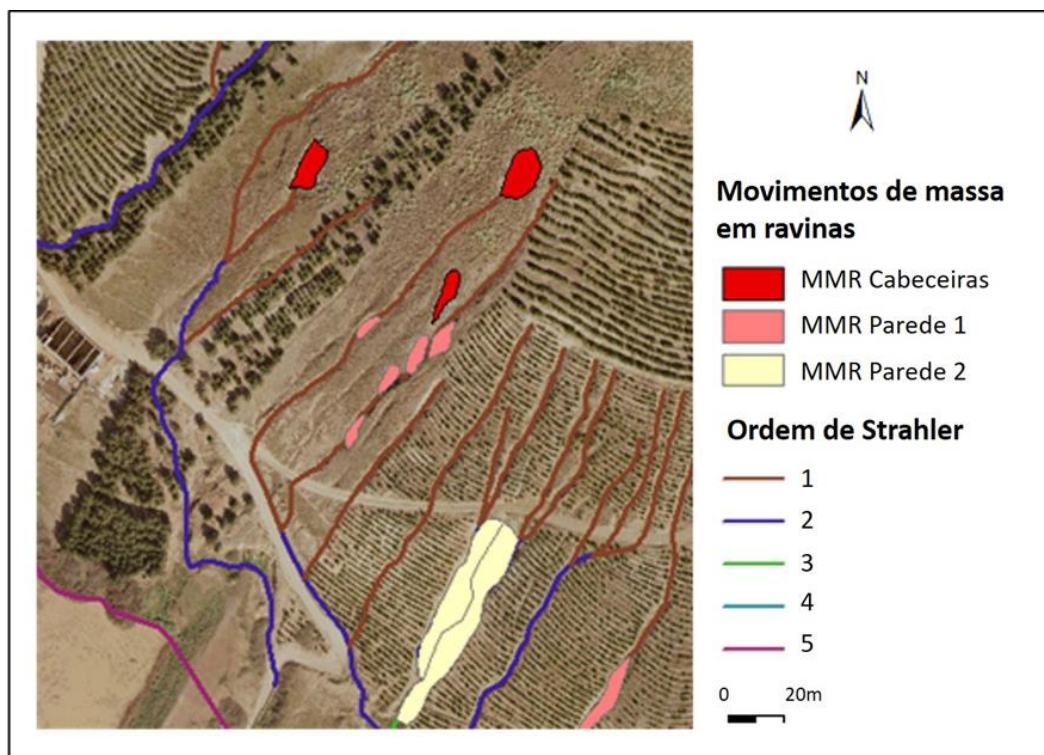


Figura 3.3: Exemplo da classificação dos movimentos de massa em ravinas em Porto Santo.

Nas figuras 3.4 e 3.5 apresentam-se exemplos de todos os tipos de movimentos de massa em vertentes e movimentos de massa em ravinas inventariados na ilha do Porto Santo, com o intuito de fazer uma representação visual das diferentes tipologias encontradas na área de estudo.

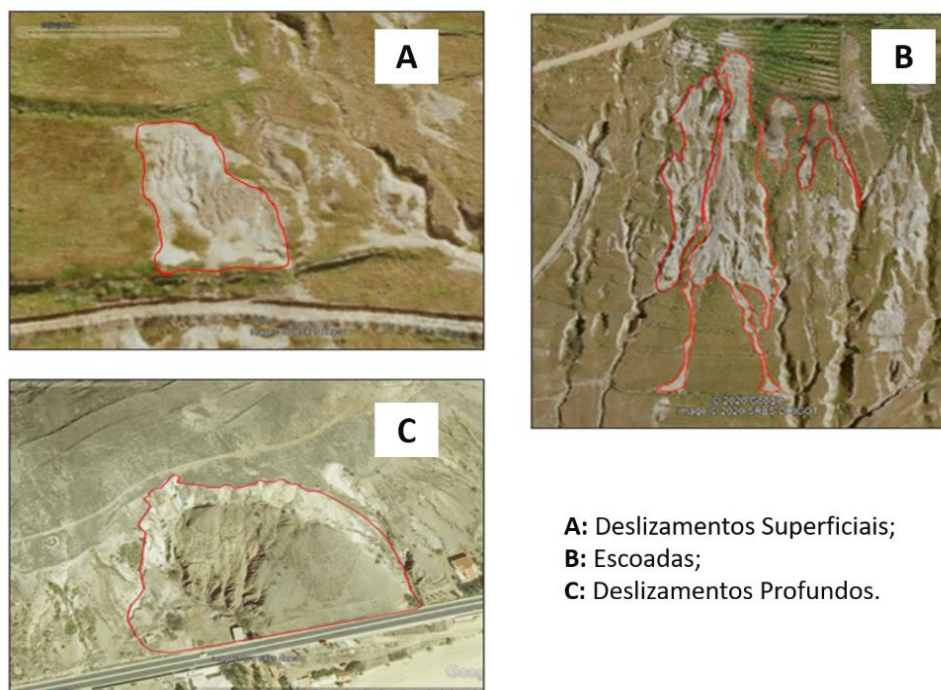


Figura 3.4: Tipos de movimentos de massa em vertente inventariados na ilha do Porto Santo.

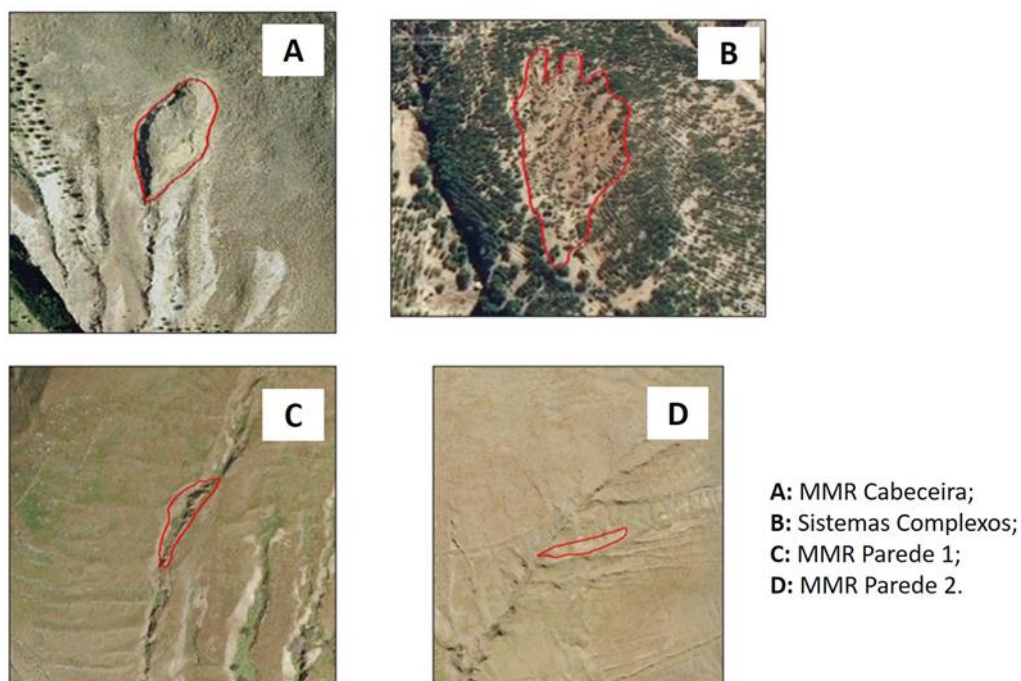


Figura 3.5: Tipos de movimentos de massa em ravina inventariados na ilha do Porto Santo.

3.3.1 Caracterização dos movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravina

A área dos movimentos de massa inventariados foi obtida através do sistema de informação geográfica (*ArcMap*), em planimetria. A análise da área foi efetuada tendo em conta o tipo de movimento (Tabela 3.1). Quanto ao valor médio da área dos movimentos, destacam-se os deslizamentos profundos (DP) com 4886,6 m², seguindo-se os MMR - sistemas complexos (SC) com 2623,9 m² e as escoadas com 771,7 m². O valor médio das áreas correspondentes aos três tipos de movimentos de massa em ravina situa-se entre 200 e 300 m², e a dos deslizamentos superficiais (DS) nos 174 m². As diferenças entre a área máxima e a área mínima dos MMV e MMR inventariados é bastante significativa, variando com exceção dos DP e SC entre 1594 m² e 4365 m² no caso dos movimentos de maior dimensão e entre 3,8 m² e 43,3 m² nos movimentos de menor dimensão. Quanto ao desvio padrão destacam-se os deslizamentos profundos (DP) (16574,1 m²) e os MMR – sistemas complexos (1076 m²) com um desvio padrão muito superior ao dos outros tipos de movimentos. Tal resultado compreende-se pelo reduzido número de movimentos inventariados e pela dispersão de valores de área dos movimentos relativamente à média da área desses movimentos.

Tabela 3.1. Caracterização dos movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravinas

Área (m ²)							
Parâmetros	DS	DP	Escoadas	MMR C	MMR P1	MMR P2	SC
Média	174,6	4886,6	771,7	224,0	278,5	316,5	2623,9
Desvio Padrão	227,5	5294,2	762,8	233,0	375,5	387,0	2416,5
Valor máximo	1778,1	16574,1	3046,3	1594,0	3670,0	4364,7	8984,6
Valor mínimo	8,5	1076,0	43,3	7,0	3,8	11,3	443,1
Nº de movimentos	221	6	23	401	600	300	12

3.4 Métodos estatísticos para a avaliação da suscetibilidade

Nesta dissertação optou-se pela utilização do método do Valor Informativo (VI). Este método estatístico bivariado, que combina a distribuição dos movimentos de vertente (variável dependente) com cada classe de cada fator de predisposição (variáveis independentes), permite determinar a importância de classe de cada variável, cruzando as ocorrências da instabilidade de forma independente com cada fator de predisposição (Soeters e van Westen, 1996) e hierarquizar cada unidade de terreno em função dos scores finais de VI, isto é, da suscetibilidade a movimentos de vertente.

Este método tem sido aplicado com sucesso no estudo da avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente em diferentes contextos geológicos/geomorfológicos em Portugal (e.g., Oliveira *et al.*, 2015; Zêzere *et al.*, 2017, entre outros). O Valor Informativo (Yin e Yan, 1988) faz uma descrição quantitativa da relação entre cada classe da variável X_i (variável independente ou fator de predisposição) com um conjunto de movimentos de vertente, através de uma pontuação ou *score* obtida pela equação 3.1.

$$I_i = \ln \frac{S_i/N_i}{S/N} \quad (3.1)$$

Onde:

- O VI de cada uma das classes da variável independente é representado por I_i ;
- S_i é o número de unidades de terreno que foram afetadas por movimentos de vertente e com a presença da variável X_i (variável independente);
- N_i é o número de unidades de terreno que contêm determinada variável independente;

- S é o número total de unidades de terreno com movimentos de vertente na área de estudo;
- N é o número total de unidades de terreno da área de estudo.

O valor de VI final que representa a suscetibilidade é obtido pela soma dos *scores* de VI, calculados para cada uma das variáveis independentes usadas como fatores de predisposição (equação 3.2):

$$I_j = \sum_{i=1}^m x_{ji} \quad (3.2)$$

No qual:

- m representa o número de variáveis existentes;
- x_{ji} é o valor da variável, que é 1 ou 0, ou seja, 1 existe a presença da variável na unidade de terreno e 0 quando a variável está ausente.

De acordo com Zêzere (2010), este método permite obter a quantificação da suscetibilidade através de um *score*, inclusive em unidades de terrenos que não sofreram movimentos de vertente. Neste método bivariado, os *scores* obtidos de VI não expressam um valor de probabilidade espacial, mas o posicionamento da unidade de terreno face à densidade de movimentos de vertente existentes na área de estudo. Ou seja, um valor nulo significa que a variável em análise tem uma densidade de movimentos semelhante à densidade média da área em estudo, pelo que a sua relação com a instabilidade não é conclusiva (Garcia, 2012). Um *score* elevado de VI significa uma maior predisposição para a instabilidade na unidade de terreno de determinada variável independente. Por outro lado, quando o *score* é negativo a classe ou unidade de terreno da variável independente não contribui para a ocorrência dos movimentos de vertente (Yin e Yan, 1998). Tendo em conta que os *scores* de VI não expressam um valor de probabilidade espacial de encontrar um pixel com movimentos de vertente, mas sim uma hierarquização do território no que respeita à suscetibilidade a movimentos de vertente, os problemas decorrentes de uma eventual independência condicional entre os diferentes temas preditores são minimizados (e.g., Oliveira, 2012). A autocorrelação entre os fatores de predisposição poderá originar *scores* de suscetibilidade sobreavaliados, no entanto isto não tem interferência na hierarquização dos valores de VI. A sensibilidade do modelo à qualidade e número de movimentos presentes nos inventários é uma desvantagem na sua utilização. Esta lacuna é mais evidente em áreas extensas e com fatores condicionantes complexos (Oliveira, 2012).

3.5 Validação e comparação dos modelos de suscetibilidade

Avaliar a capacidade preditiva do modelo, de forma independente, é uma das etapas mais relevantes na avaliação da suscetibilidade, pois permite obter graus de confiança dos

modelos, através da validação dos modelos de suscetibilidade (Beguería, 2006). A validação é possível através do confronto dos modelos de suscetibilidade com novos movimentos de vertente, não utilizados para treinar o modelo, procedimento que permite estimar a capacidade preditiva do modelo e o seu rigor (Zêzere *et al.*, 2008). Tendo isto em consideração, para a validação dos mapas de suscetibilidade recorreu-se à divisão aleatória dos inventários numa lógica de 70-30 %, onde 70 % dos movimentos foram utilizados para treino do modelo (grupo de modelação) e os restantes 30 % para validar o modelo (grupo de validação) de forma independente. Esta repartição aleatória é a metodologia menos exigente para gerar grupos de treino e validação, e que geralmente reflete melhores resultados de predição, quando comparados a divisões dos inventários que utilizam critérios temporais e espaciais (Zêzere *et al.*, 2017). Por fim a validação dos mapas de suscetibilidade foi feita graficamente através da elaboração de curvas ROC e da quantificação da respetiva Área Abaixo da Curva (AAC).

As curvas ROC e AAC, que avaliam o ajuste dos modelos aos dados, foram obtidas pelo cruzamento dos mapas de suscetibilidade com o grupo de treino (70 % dos MMV / MMR). As curvas ROC e AAC que permitem avaliar a capacidade preditiva dos modelos produzidos foram obtidas pelo cruzamento dos mapas de suscetibilidade com o grupo de validação (30% dos MMV / MMR) que não foi utilizado na elaboração do modelo (Zêzere *et al.*, 2004).

3.5.1 Curvas ROC (Receiver Operation Characteristic)

As curvas ROC (Receiver Operating Characteristic Curve) (Figura 3.6) avaliam o desempenho preditivo de um modelo, pela representação do confronto entre a taxa de verdadeiros positivos (sensibilidade) e a taxa de falsos positivos (especificidade) (Gorsevski *et al.*, 2000). Os valores de sensibilidade e especificidade apontam para a capacidade de discriminação de verdadeiros positivos e falsos positivos que o grupo de validação apresenta (Van Den Eeckhaut *et al.*, 2009; Beguería, 2006). Ou seja, as curvas ROC utilizam a classificação estatística das Unidade de Terreno (UT) instabilizadas e não instabilizadas, e considera o número de UT que se encontra corretamente e incorretamente classificado (Frattini *et al.*, 2010).

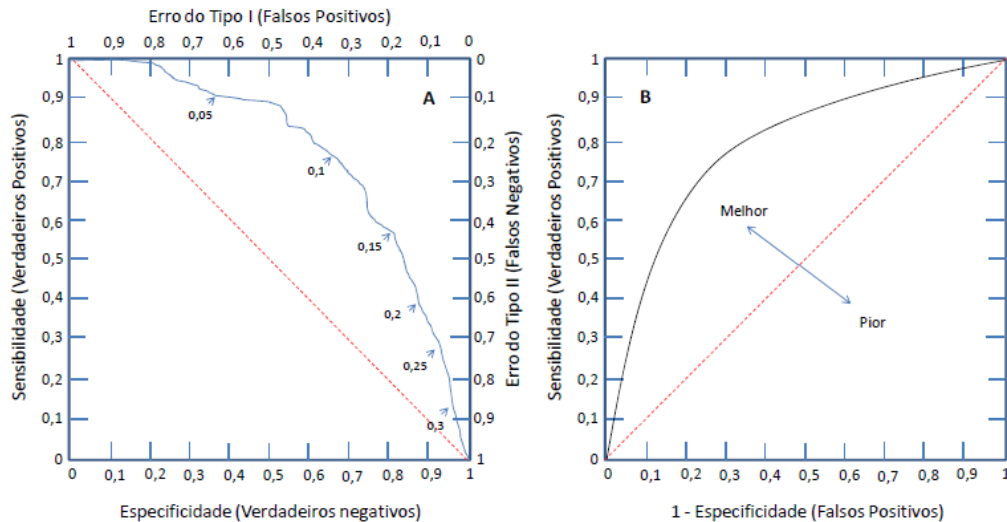


Figura 3.6: Figura representativa do espaço envolvente das curvas de ROC (adaptado de Beguería, 2006 in Oliveira, 2012).

Regra geral, valores extremamente baixos ao longo da curva apresentam um grande número de verdadeiros positivos, o que evidencia uma elevada sensibilidade do modelo, no entanto, isto significa que o modelo também apresenta um elevado número de falsos positivos. Por outro lado, quando se obtém um valor crítico elevado o contrário tende a acontecer (Oliveira, 2012).

Quando observamos um desvio negativo face à diagonal, temos um modelo com um desempenho menos satisfatório, inaceitável para a avaliação da suscetibilidade, devendo ser rejeitado. Por outro lado, quando observamos um desvio positivo da curva, acima da linha reta na diagonal, isto traduz-se num modelo com um desempenho mais satisfatório (Guzzetti, 2005; Oliveira, 2012). Os gráficos da curva ROC e os valores de AAC apresentam a precisão estatística do modelo e variam entre 0,5, o que significa que o modelo não apresenta melhorias em relação à atribuição aleatória, e 1 que por sua vez significa uma discriminação perfeita do modelo (Beguería, 2006).

3.5.2 Área Abaixo da Curva (AAC)

A Área Abaixo da Curva (AAC) ROC permite realizar uma avaliação quantitativa da capacidade preditiva global que determinado modelo de suscetibilidade possui (Beguería, 2006; Pereira *et al.*, 2012; Zêzere *et al.*, 2017).

Os valores das AAC variam entre 0 e 1, significando que quanto mais próximo os valores forem de 1, maior é capacidade preditiva do modelo em questão, sendo que quando se obtém um valor de 1, o modelo apresenta uma discriminação perfeita. Os valores de AAC na ordem de 0,5 indicam uma capacidade preditiva casual, e inferiores a 0,5 representam modelos com uma capacidade preditiva pior que o aleatório (Beguería, 2006; Oliveira,

2012). Assim, considera-se um modelo aceitável quando se obtém uma AAC de 0,75, enquanto valores acima de 0,8 são considerados muito satisfatórios e iguais ou superiores a 0,9 correspondem a modelos excelentes (Guzzetti, 2005).

As AAC foram utilizadas para proceder à comparação quantitativa dos diversos modelos de suscetibilidade elaborados pelo método do VI. Para tal utilizou-se a seguinte equação (Garcia, 2012):

$$AAC = \sum_{i=1}^n \left[(L_{Si} - L_i) * \frac{a_i + b_i}{2} \right] \quad (3.3)$$

Na qual;

L_{Si} representa o valor superior do intervalo (abcissas); l_i representa o valor inferior do intervalo (abcissas); a_i é o valor da ordenada que corresponde a l_i ; b_i é o valor da ordenada que corresponde a L_{Si} ; e i corresponde ao número de intervalos de valor ou número da classe.

3.5.3 Comparação dos modelos de suscetibilidade

De forma a facilitar a comparação dos sete mapas criados na corrente dissertação, todos os mapas foram classificados com o mesmo número de classes, de acordo com a percentagem de área instabilizada, fazendo variar apenas a fração da área de estudo necessária para validar cada fração predefinida de área instabilizada. Assim foram definidas seis classes de suscetibilidade em que a primeira classe é a que representa a suscetibilidade mais elevada. As seis classes de suscetibilidade devem validar, por ordem decrescente de suscetibilidade, as seguintes percentagens de área deslizada: 0-25 %; 25-50 %; 50-70 %; 70-85 %; 85-95 %; 95-100 %. Para definir os limites de cada classe, foram utilizadas as curvas ROC elaboradas a partir do grupo de MMV ou MMR de validação.

Adicionalmente a comparação quantitativa da performance dos sete modelos foi feita com recurso às curvas ROC, às AAC e foram calculados os *Effectiveness Ratio* (Guzzetti, 2005) das classes de suscetibilidade. Por fim, utilizou-se o *Rank Difference Tool* do ArcSDM (Sawatzky *et al.*, 2008), de forma a avaliar a concordância espacial entre os diferentes mapas de suscetibilidade.

Capítulo 4 – Resultados

4.1 Fatores de predisposição

Na presente dissertação foram utilizados como fatores de predisposição as variáveis independentes que estavam acessíveis ou que foram disponibilizadas, e que, por sua vez, permitiram a realização da avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em vertente/ravina para a área de estudo. Assume-se, no entanto, que as variáveis utilizadas permitem estabelecer a relação com as condições do terreno responsáveis pela ocorrência destes tipos de manifestações de instabilidade. As variáveis utilizadas foram: o declive, a exposição das vertentes, a litologia, a ocupação do solo, o tipo de solo, a distância às linhas de água, o perfil longitudinal das vertentes e o perfil transversal das vertentes.

Os modelos de declive, exposição das vertentes e curvaturas (perfil transversal e perfil longitudinal) foram derivados de um Modelo Numérico de Elevação (MNE) com resolução de 5 metros. Este último foi gerado por interpolação TIN (*Triangular Irregular Network*), na qual se utilizaram as curvas de nível, com equidistância de 5 metros, disponibilizadas pela Direção Regional do Ordenamento do Território e Ambiente e pela Câmara Municipal de Porto Santo.

4.1.1 Declive

O mapa de declives encontra-se no Capítulo 1 (Figura 1.4), tal como a respetiva ocupação de cada classe no território (Tabela 1.1). De acordo com Guzzetti (2005), parece haver uma relação direta entre a presença de declives acentuados e a ocorrência dos movimentos de massa em vertente. Este facto está frequentemente relacionado com a litologia e respetiva resistência dos materiais (Oliveira, 2012), aproximando-se o declive de um muito bom proxy da tensão de corte/cisalhamento que promove a instabilidade das vertentes (Zêzere *et al.*, 2017). Por este motivo os declives tendem a ser um dos fatores de predisposição mais utilizados e importantes nos modelos de avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em vertente. Na avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina a sua importância é igualmente significativa (Zhou *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2015; Zhou *et al.*, 2015).

No presente trabalho optou-se por classificar os declives em dez classes (0-5°, 5-10°, 10-15°, 15-20°, 20-25°, 25-30°, 30-35°, 35-40°, 40-45° e >45°), por se considerar que seriam estas as que mais se adequavam ao estudo dos diferentes tipos de movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravina (e.g., Oliveira *et al.*, 2015; Melo *et al.*, 2019; Guo *et al.*, 2020).

Através da análise dos scores de VI de cada classe de declive (Tabela 4.1) é possível observar o contraste que existe entre os declives com maior predisposição para a ocorrência de deslizamentos superficiais (DS) e os declives mais propensos a movimentos de massa em ravina (MMR). Nos deslizamentos superficiais os declives mais propensos à instabilização são: as classes com declives moderados e acentuados (10°- 15° e 15°- 20°) e muito acentuados (>45°).

Quanto aos movimentos de massa em ravina, estes apresentam uma maior propensão entre as classes de declives muito acentuados (25°- 30° a 40°- 45°). Na classe de declives >45°, todos os modelos associados aos MMR apresentam valores de VI negativos, ao contrário dos deslizamentos superficiais (DS).

Tabela 4.1: Scores de suscetibilidade, para todas as classes de declives, de todos os modelos, estimados através do método do VI

Classes	VI						
Declives °	DS	MMR C	MMR P1	MMR P2	MMR P1 E P2	MMR C, P1 e P2	MMR Total
0 - 5°	-2,38	-3,08	-1,67	-2,10	-1,89	-2,12	-1,95
5 - 10°	0,23	-1,83	-1,01	-0,97	-1,04	-1,29	-1,09
10 - 15°	0,76	-0,01	0,09	-0,12	0,05	0,00	0,05
15 - 20°	0,76	0,19	0,37	0,21	0,31	0,26	0,29
20 - 25°	-0,16	0,81	0,58	0,34	0,50	0,61	0,56
25 - 30°	-0,81	1,11	0,74	0,64	0,72	0,90	0,87
30 - 35°	-0,47	1,01	0,98	1,27	1,07	1,08	1,03
35 - 40°	-0,68	0,82	0,78	1,21	0,99	0,94	0,81
40-45°	-0,31	0,27	0,30	1,08	0,74	0,59	0,56
>45°	0,79	-1,12	-0,59	0,35	-0,10	-0,42	-0,15

4.1.2 Exposição das vertentes

Clerici *et al.* (2010) referem que a pertinência da análise da exposição das vertentes na avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em vertentes se deve à correlação que este fator de predisposição apresenta com os fatores climáticos, uma vez que, no hemisfério norte, as vertentes que se encontram orientadas a norte recebem menos luz solar do que as que estão expostas a sul (e.g., Guillard e Zêzere, 2012). Outros avaliam o potencial de relação deste fator com o contexto morfoestrutural, sobretudo quando os materiais apresentam uma disposição monoclinal (e.g., Zêzere *et al.*, 2017). Diversos trabalhos têm usado esta variável na análise da suscetibilidade a movimentos de massa em vertente e ravina (e.g Corominas *et al.*, 2014; Bergonse e Reis, 2016; Oliveira *et al.*, 2017).

A análise dos scores do VI por cada classe de exposição de vertentes, para todos os tipos de movimentos em estudo (Tabela 4.2) revela que, na generalidade, são as vertentes orientadas a Norte, Nordeste e Noroeste, as que apresentam maior propensão do ponto

de vista estatístico para a ocorrência de instabilidade em vertentes e ravinas. Ao analisar especificamente cada caso, nos DS as exposições mais favoráveis são a Noroeste, mas também a Oeste. Nos MMR Cabeceira (MMR C), são as vertentes orientadas a Norte, e com menor relevância as vertentes expostas a Oeste e Noroeste. Nos MMR P1, as vertentes com maior propensão são as orientadas a Nordeste e as orientadas a Noroeste. A exposição a Nordeste é, também, a exposição com maior propensão à instabilidade no caso dos MMR P2. No caso do inventário combinando os MMR P1 e P2, destacam-se apenas as vertentes orientadas a Nordeste. No inventário com MMR C, P1 E P2 e o MMR Total, as classes com maior propensão são as que representam as exposições a Nordeste, Norte e Noroeste (não necessariamente por esta ordem). O mapa da exposição encontra-se no Capítulo 1 (Figura 1.5), tal como a distribuição de cada classe pela área de estudo

Tabela 4.2: Scores de suscetibilidade, para todas as classes de exposição, de todos os modelos, estimados através do método do VI

Classes	VI						
Exposição	DS	MMR C	MMR P1	MMR P2	MMR P1 E P2	MMR C, P1 e P2	MMR Total
Plano	-3,42	-2,93	-1,81	-3,06	-2,08	-2,57	-2,33
Norte	-0,33	0,74	0,31	0,15	0,19	0,36	0,41
Nordeste	-0,25	0,36	0,43	0,42	0,52	0,36	0,48
Este	-1,03	-0,06	0,15	0,33	0,26	0,23	0,16
Sudeste	-2,05	-0,30	-0,32	-0,22	-0,17	-0,26	-0,31
Sul	-0,41	-0,91	-0,82	-0,93	-0,74	-0,68	-0,76
Sudoeste	0,38	-0,22	-0,05	0,00	-0,13	-0,21	-0,25
Oeste	0,61	0,44	0,34	0,25	0,22	0,29	0,27
Noroeste	1,45	0,43	0,41	0,30	0,18	0,41	0,46

4.1.3 Litologia

A litologia é um dos fatores mais utilizados e mais importantes na avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em vertente (e.g Clerici *et al.*, 2010; Corominas *et al.*, 2014) e um dos mais importantes para explicar o desenvolvimento das ravinas (Gerits *et al.*, 1987; Gutiérrez, Schnabel e Felicísimo, 2009; Nadal-Romero *et al.*, 2011).

As unidades litológicas têm como base a Carta Geológica Simplificada das Ilhas da Madeira e do Porto Santo à escala 1:80 000, (disponível em: <https://inspire.ineg.pt/arcgis/rest/services/CartografiaGeologica/CartaGeologicaMadeira/MapServer/extent/InspireView/service?request=GetCapabilities&service=WMS&version=1.3.0>) o que permitiu proceder à sua vectorização. Foram consideradas nove unidades litológicas, e a sua expressão espacial encontra-se representada na Tabela 4.3. Destacam-se as unidades litológicas constituídas por “Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas. Idades superiores a 14.2 e até mais de 19,3 MA” com 42 % de ocupação na área de estudo.

Seguem-se os “Eolianitos” com 29,1 % e os “Materiais vulcânicos subaéreos: escoadas, domos e filões (basaltos, hawaitos, traquitos e traquiriolitos). Idades entre 14,2 e 8,3 Milhões de Anos (MA)” que ocupam 17,5 % da área de estudo. Estas três unidades litológicas totalizam 88,6 % da área de estudo. As restantes unidades têm um valor residual, comparativamente. A Figura 1.2 (Capítulo 1) apresenta a distribuição espacial destas unidades litológicas na área de estudo.

A análise dos valores de VI por classe de litologia (Tabela 4.3) revela que os “Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas - intercalações subaéreas. Idades superiores a 14.2 e até mais de 19.3 MA” apresentam maior propensão para a ocorrência de todos os tipos de movimentos de massa analisados, sendo mais relevante para os MMR. No caso dos DS as formações de materiais vulcânicos submarinos, piroclastos e escoadas, independentemente da sua idade, surgem como áreas preferenciais para a ocorrência deste tipo de movimento de massa em vertente. Por outro lado, os “Filões básicos e diferenciados”, apesar de apenas ocuparem 0,75 % do território, apresentam uma forte propensão à ocorrência de MMR C. Por último, os “Depósitos de praia, fluviais, de vertente, e paleosolos sito-argilosos” apresentam um valor mais elevado de VI para a ocorrência de MMR P2, o que faz sentido uma vez que, no presente trabalho, se estabeleceu que este tipo de MMR define as manifestações de instabilidade que ocorrem na confluência com outras ravinas ou no setor jusante das ravinas.

Tabela 4.3: Frequências absolutas e relativas da área de cada unidade litológica e scores de suscetibilidade de todos os modelos, estimados através do método do VI

Classes	Área		VI						
Litologia	m ²	%	DS	MMR C	MMR P1	MMR P2	MMR P1 E P2	MMR C, P1 e P2	MMR Total
Depósitos de praia, fluviais, de vertente, e paleosolos sito-argilosos	2088650	5,8	-2,57	-0,62	-0,26	0,91	0,51	-0,01	0,03
Crostras calcárias	1244800	3,5	-2,57	-0,4	-0,67	-1,46	-0,87	-0,58	-0,77
Eolianitos	10510225	29,1	-1,7	-3,62	-2,37	-3,22	-2,88	-3	-2,03
Materiais vulcânicos subaéreos: escoadas, domos e filões (basaltos, hawaitos, traquitos e traquiriolitos. Idades entre 14,2 e 8,3 Milhões de Anos (MA)	6319925	17,5	-0,5	0,34	-0,24	-0,53	-0,38	-0,07	-0,15

Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas. Idades superiores a 14.2 e até mais de 19,3 MA	15169675	42,0	0,67	0,44	0,57	0,53	0,54	0,53	0,52
Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas - intercalações subaéreas. Idades superiores a 14.2 e até mais de 19.3 MA	244425	0,7	0,67	0,78	0,97	0,75	0,96	0,89	0,78
Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas - Intercalações de depósitos pararecificais e conglomerados. Idades superiores a 14.2 e até mais de 19.3 MA	94150	0,3	-2,57	-3,62	-2,37	-3,22	-2,88	-3	-2,03
Filões básicos e diferenciados	269375	0,8	-1,22	1,19	0,29	-0,73	0,13	0,6	0,69
Filões básicos e diferenciados (mugearitos e traquitos)	169150	0,5	-2,57	-0,09	-0,42	-3,22	-0,26	-1,14	-1,12
Total	36110375	100							

4.1.4 Uso e ocupação do solo

A caracterização do uso e ocupação do solo na ilha do Porto Santo baseou-se na interpretação de informação oficial presente na Carta de Uso e Ocupação do Solo (COS) de 2007, nível 2 (Capítulo 1, Figura 1.6), disponibilizada pela Direção Regional do Ordenamento do Território e Ambiente. A distribuição relativa de cada classe da Carta de Uso e Ocupação do Solo encontra-se na Tabela 1.3 (Capítulo 1).

A análise do VI nas classes da COS (Tabela 4.4) revela que os únicos valores encontrados que demonstram uma clara propensão à ocorrência de movimentos de massa em ravina correspondem às “Áreas de extração de inertes, áreas de deposição de resíduos e estaleiros de construção” e às “Áreas de Florestas abertas e vegetação arbustiva e

herbácea”. Esta forte propensão à ocorrência de MMR P2 pode ser explicada do ponto de vista estatístico pela elevada frequência de MMR e reduzida expressão espacial da classe (0,58% da área de estudo) e do lado dos processos, por estes serem encontrados no setor jusante do canal ou na base das vertentes, onde esta classe está sobretudo distribuída.

Por fim, nos DS sobressai uma classe, que em todos os MMR apresenta valores de VI negativos, a classe de uso do solo “Zonas descobertas e com pouca vegetação”, mas também com VI positivo as “Áreas de Florestas abertas e vegetação arbustiva e herbácea”.

Tabela 4.4: Scores de suscetibilidade, para cada classe de uso do solo, de todos os modelos, estimados através do método do VI

Classes	VI						
COS Nível II	DS	MMR C	MMR P1	MMR P2	MMR P1 E P2	MMR C, P1 e P2	MMR Total
Tecido urbano	-3,34	-1,69	-3,11	-1,25	-6,11	-3,91	-3,94
Indústria, comércio e transportes	-3,34	-1,69	-3,11	-1,25	-3,53	-3,91	-3,94
Áreas de extração de inertes, áreas de deposição de resíduos e estaleiros de construção	-3,34	-0,22	0,33	1,15	0,45	0,13	0,41
Espaços verdes urbanos, equipamentos desportivos, culturais e de lazer, e zonas históricas	-3,34	-1,69	-3,11	-1,25	-6,11	-3,91	-3,94
Culturas temporárias	-3,34	-1,69	-3,11	-1,25	-6,11	-3,91	-3,94
Culturas permanentes	-3,34	-1,69	-3,11	-1,25	-6,11	-3,91	-3,94
Áreas agrícolas heterogéneas	-3,34	-1,69	-3,11	-1,25	-6,11	-3,91	-3,94
Florestas	-3,34	-1,69	-1,01	-0,86	-1,08	-1,49	-0,39
Florestas abertas e vegetação arbustiva e herbácea	0,30	0,32	0,32	0,30	0,32	0,33	0,29
Zonas descobertas e	0,55	-0,24	-1,46	-1,25	-1,49	-1,16	-1,03

com pouca vegetação							
Águas interiores	-3,34	-1,69	-0,98	-1,25	-1,40	-1,70	-1,80

4.1.5 Tipo de solo

De acordo com Garcia (2012), o tipo de solo pode ser um fator condicionante importante para a ocorrência de movimentos de massa em vertente, devido ao tipo de materiais, mas também pela sua espessura. Esta última, tipicamente não se encontra disponível cartograficamente e é de difícil espacialização (Tesfa *et al.*, 2009). A informação do tipo de solo foi disponibilizada pela Direção Regional de Ordenamento do Território em *shapefile*, à escala 1:25 000 publicada em 1994.

A classificação final do mapa foi definida a partir das dez classes associadas aos tipos principais de solos, segundo a classificação F.A.O (Tabela 4.5), e optou-se por desagregar ainda uma classe intitulada "Tipos Especiais de Terreno". Esta classe representa grande parte do território, justificando assim um maior nível de detalhe. Com a desagregação desta classe obtiveram-se oito novas classes: Área Urbana; Areias de Praia; Dunas; Leito de Enxurrada (LTX); Terreno Abarrancado (TAB); Terreno Escarpado (TESC); Terreno Ravinado (TRV) e Terreno Rochoso (TR), totalizando dezoito classes de tipo de solo (Figura 4.1). Estas últimas revelando em grande medida áreas com ausência ou quase ausência de solo propriamente dito.

Tabela 4.5: Descrição dos tipos de solos presentes na área de estudo de Porto Santo (Fonte: adaptado de Direção Regional de Ordenamento do Território)

Tabela 4.5- Grupos Principais de Solos	Descrição
Regossolos	Solos minerais formados a partir de materiais não consolidados (com exceção de materiais grosseiros e dos que evidenciem propriedades flúvicas); com perfil em que apenas se podem identificar um horizonte A ócrico ou úmbrico; sem propriedades gleicas até 50 cm de profundidade; sem as características que são diagnósticas para os "Vertisols" ou Andosols"; sem propriedades sálicas.
Arenossolos	Solos minerais formados a partir de materiais que não evidenciam propriedades flúvicas ou ândicas e que, pelo menos até 100 cm de profundidade, apresentam textura mais grosseira do que franco-arenosa; sem horizontes de diagnóstico, excepto um horizonte A ócrico ou um horizonte E alábico.

Leptosolos	Solos minerais que, a profundidade igual ou inferior a 30 cm, apresentam rocha contínua e dura, ou material altamente calcário (o total dos carbonatos, expressos em CaCO_3 excede 40%) ou, ainda, uma camada cimentada e contínua; ou, solos minerais que, numa espessura de 75 cm a partir da superfície, apresentam menos do que 20% de terra fina. Perfil caracterizado por um horizonte A (mólico, úmblico ou ócrico) e, facultativamente, por um horizonte B câmbrico. Com muita frequência apresentam proporção elevada de material grosseiro (cascalho, pedras, calhaus e mesmo blocos) à superfície.
Vertissolos	Solos minerais que, após mistura do material nos 18 cm superficiais, apresentam um teor de argila igual ou superior a 30% em todos os horizontes até pelo menos 50 cm de profundidade; desenvolvendo fendas desde a superfície, de tal modo que a sua largura, à profundidade de 50 cm e durante algum período (na maioria dos anos), é pelo menos de 1 cm (a menos que o solo seja irrigado); apresentando superfícies polidas por deslizamento que se intercetam, ou agregados estruturais angulosos ou prismáticos, a uma profundidade compreendida entre 25 e 100 cm; com ou sem microrrelevo "gilgai".
Cambissolos	Solos minerais com horizonte A ócrico, úmblico ou mólico e horizonte B câmbrico que, no caso do horizonte A ser mólico, deverá apresentar grau de saturação em bases inferior a 50%; sem propriedades sálicas; sem as características de diagnóstico dos "Vertisols" e dos "Andosols"; sem propriedades gleicas até à profundidade de 50 cm.
Calcissolos	Solos minerais que possuem um horizonte cálcico ou um horizonte petrocálcico, ou que apresentam acumulações de material calcário brando a menos de 125 cm de profundidade; com horizonte A ócrico e horizonte B câmbrico ou árgico mas, neste último caso, impregnado de material calcário; sem as características diagnósticas dos "Vertisols" e dos "Planosols"; sem propriedades sálicas; sem propriedades gleicas até 100 cm de profundidade.
Castanozemes	Solos minerais com horizonte A mólico caracterizado por apresentar, numa espessura mínima de 15 cm, cor com croma (h) > 2; com uma ou mais das seguintes formações: horizonte cálcico ou horizonte gípsico ou, simplesmente, acumulações de material calcário brando a menos de 125 cm de profundidade; com ou sem horizonte árgico mas sem horizonte nátrico; sem as características de diagnóstico para os "Vertisols", "Planosols" e "Andosols"; sem propriedades sálicas; na ausência de horizonte árgico, também sem propriedades gleicas até 50 cm de profundidade.
Feozemes	Solos minerais com horizonte A mólico; com grau de saturação em bases igual ou superior a 50% em todos os sub-horizontes até 125 cm de profundidade; sem horizonte cálcico, sem horizonte gípsico e sem concentrações de material calcário brando e pulverulento; sem horizonte B ferrálico e sem horizonte B nátrico; sem as características que são diagnósticas para os "Vertisols", "Nitissols", "Planosols" e "Andosols"; sem propriedades sálicas; sem propriedades gleicas nos 50 cm superficiais, na ausência de um horizonte B árgico; se o horizonte A mólico tiver croma (h) ≤ 2 até pelo menos 15 cm de profundidade, então sem grãos de areia ou de limo (não revestidos) na superfície dos pedes.
Luvissolos	Solos minerais com horizonte B árgico que se caracteriza por capacidade de troca catiónica igual ou superior a 24 meq/100 g de argila de saturação em bases (NH_4OAc) igual ou superior a 50% em toda a sua espessura; sem horizonte A mólico; sem horizonte E sobreposto, de forma abrupta, a um horizonte dotado de permeabilidade lenta, que diagnostica os "Planosols"; sem o padrão de distribuição de argila que é diagnóstico para os "Nitissols"; sem a formação de línguas que caracteriza os "Podzoluvissols".

Antrossolos	Solos minerais que apresentam profunda modificação ou soterramento dos horizontes primitivos, em resultado de atividades do homem, designadamente: remoção ou distúrbio dos horizontes superficiais, cortes ou escavações e enchimentos, adições seculares de materiais orgânicos, irrigação praticada continuamente durante longos períodos, etc.
Tipos Especiais de Terreno	Área Urbana
	Areias de Praia
	Dunas
	Leito de Enxurrada
	Terreno Abarrancado
	Terreno Escarpado
	Terreno Ravinado
	Terreno Rochoso

A Figura 4.1 representa a distribuição espacial dos tipos de solo pela área de estudo e a Tabela 4.5 a ocupação relativa de cada classe desta variável. Observa-se a predominância de “Calcissolos”, com 45 % de ocupação da área de estudo, seguindo-se o “Terreno Rochoso” com apenas 8,3 % comparativamente, “Cambissolos” com 6,6 % da área de estudo, e o “Terreno Abarrancado” com 6,3 %. As outras classes ocupam comparativamente uma percentagem bastante inferior.

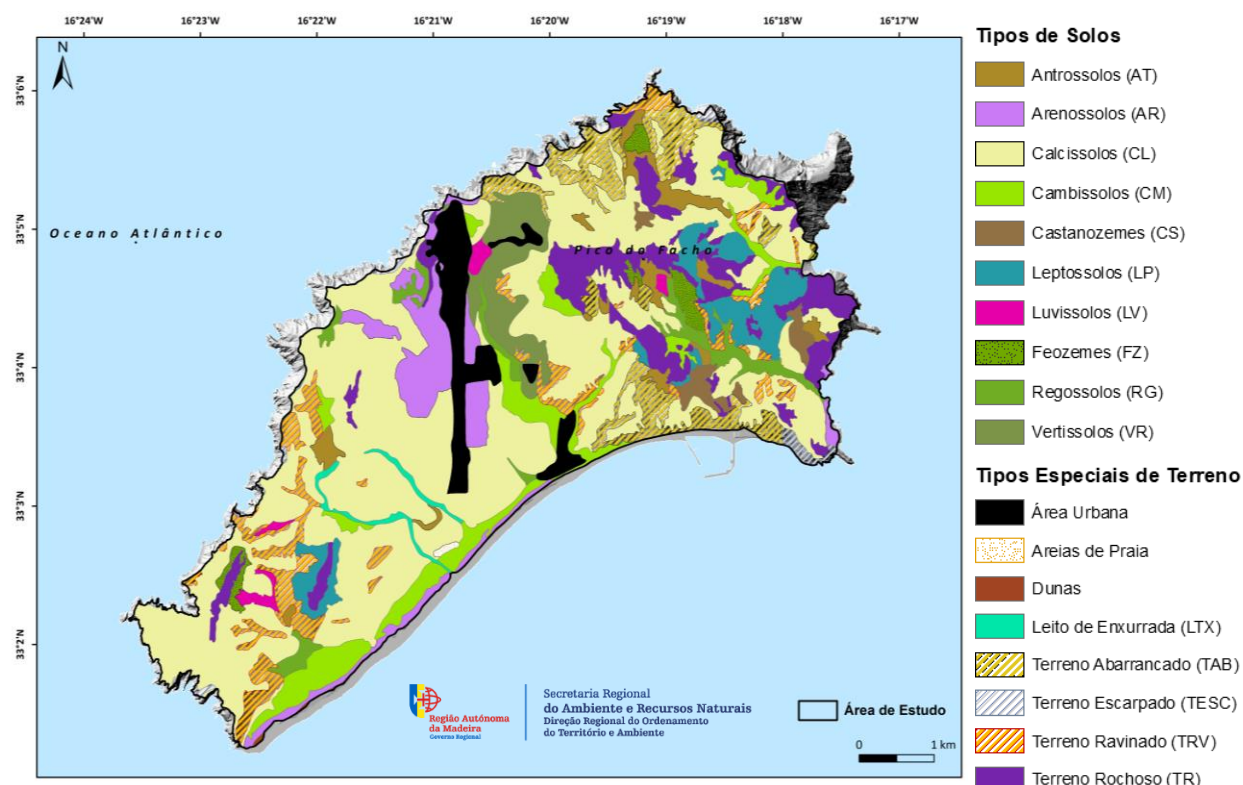


Figura 4.1: Tipo de solos da área de estudo de Porto Santo (Fonte: adaptado de Direção Regional de Ordenamento do Território).

A análise dos valores de VI para as classes de tipos de solo (Tabela 4.6) revela que a maioria das classes apresentam valores de VI negativos, exceto regra geral na presença dos tipos de “solo” definidos como: “Terreno Abarrancado”, “Terreno Escarpado” e “Terreno Ravinado” e nas áreas onde ocorrem Leptossolos.

Os “Terrenos Abarrancados” apresentam uma forte propensão para a ocorrência de todos os tipos de MMR. De salientar que estes tipos de “solos” apresentam valores de VI negativos nos DS. Os “Terrenos Escarpados” apresentam uma forte propensão para a ocorrência de DS e de MMR P2. Por último, os “Terrenos Ravinados” são propensos à ocorrência de todos os tipos de movimentos de massa em vertente/ravina.

Tabela 4.6: Frequências absolutas e relativas de cada classe de tipo de solo e scores de suscetibilidade, de todos os modelos, estimados através do método do VI

Classes	Área		VI						
Tipo de solos	m ²	%	DS	MM R C	MMR P1	MMR P2	MMR P1 E P2	MMR C, P1 e P2	MMR Total
Antrossolos	974150	2,7	-5,01	-0,39	-0,65	0,89	-0,04	-0,12	-0,37
Área Urbana	1622225	4,5	-5,01	-2,36	-3,39	-4,46	-5,31	-5,6	-3,37
Areias de Praia	40550	0,1	-5,01	-2,36	-3,39	-4,46	-5,31	-5,6	-3,37
Arenossolos	1942950	5,4	-0,37	-2,36	-3,39	-4,46	-5,31	-5,6	-3,37
Calcissolos	16249375	45,0	-0,22	-0,3	-0,12	-0,48	-0,28	-0,18	-0,23
Cambissolos	2366450	6,6	-5,01	-2,36	-3,13	-4,41	-3,02	-3,85	-3,37
Dunas	26350	0,1	-5,01	-2,36	-3,39	-4,46	-5,31	-5,6	-3,37
Castanozeme	449175	1,2	-5,01	0,25	-0,2	-4,46	-0,33	-0,15	-0,43
Leito de Enxurrada	243200	0,7	-5,01	-2,36	-3,39	-4,46	-5,31	-5,6	-3,37
Leptossolos	1546575	4,3	0,79	0,32	0,6	-0,74	0,32	0,37	0,22
Luvisolos	274300	0,8	-5,01	-2,36	-2,92	0,23	-0,64	-1,24	-2,49
Feozemes	436900	1,2	-5,01	-0,18	-3,39	-3,41	-0,45	-1,37	-3,29
Regossolos	982725	2,7	-2,1	-0,72	-1,31	-2,27	-1,03	-1,22	-1,42
Terreno Abarrancado	2267175	6,3	-0,84	1,44	0,68	1,23	0,89	1,16	1,18
Terreno Escarpado	351125	1,0	1,66	-0,33	-0,03	1,01	-0,51	-0,05	-0,15
Terreno Ravinado	2095550	5,8	1,92	1,27	1,34	1,77	1,59	1,44	1,44
Terreno Rochoso	2993750	8,3	-5,01	-0,36	0,01	-0,76	-0,31	-0,8	-0,04
Vertissolos	1247850	3,5	-0,06	-1,59	0,36	-4,46	0,12	-0,5	-0,75
Total	36110375	100							

4.1.6 Distância às linhas de água

A variável distância às linhas de água foi obtida através da delimitação de faixas de zonamento paralelas às linhas de água. A determinação da distância de cada faixa à linha de água teve por base a definição da distância máxima da cicatriz principal dos movimentos de massa em ravina à rede hidrográfica. Excepcionalmente encontram-se movimentos de massa em ravina a mais de 150 m de uma linha de água, tendo sido este o valor máximo para a criação das faixas de zonamento. Criaram-se 9 classes: 8 classes que representam as faixas com as seguintes distâncias às linhas de água (em metros): 0-5, 5-10, 10-20, 20-30, 30-40, 40-50, 50-100 e 100-150; e uma última classe (>150 m) com a restante área de estudo. Para a espacialização das diferentes faixas de zonamento às linhas de água foi utilizada a ferramenta *Multiple Ring Buffer* da aplicação ArcMap.

A pertinência da utilização desta variável deve-se à relação de dependência que os movimentos de massa em ravina têm com as linhas de água, ou seja, como o próprio nome indica, estes movimentos de massa ocorrem no contexto de ravinas, ravinas que por natureza, como Bergonse e Reis (2011) definiram, são um processo erosivo onde o

escoamento acumula em canais estreitos, frequentemente e com recorrência, em períodos curtos. Como foi referido no enquadramento, as linhas de água de primeira ordem no Porto Santo são temporárias, originando um regime de escoamento torrencial e intenso (Andrade *et al.*, 2008).

Ou seja, *a priori* conhece-se a forte relação entre a proximidade às linhas de água e os movimentos de massa em ravina. No entanto, o intuito é tentar compreender a que distância das linhas de água existe uma maior propensão para a ocorrência dos diferentes tipos de MMR, se a importância da proximidade às linhas de água vai reduzindo gradualmente ou, por outro lado, se esta redução não é linear e se há variações significativas na importância da proximidade às linhas de água entre os diferentes tipos de MMR. Espera-se assim obter uma melhor compreensão acerca das condições que governam a ocorrência de MMR. A Figura 4.2 representa a distribuição espacial, na área de estudo, das diferentes classes de distância às linhas de água. Na Tabela 4.7 está presente a ocupação de cada classe das distâncias às linhas de água na área de estudo.

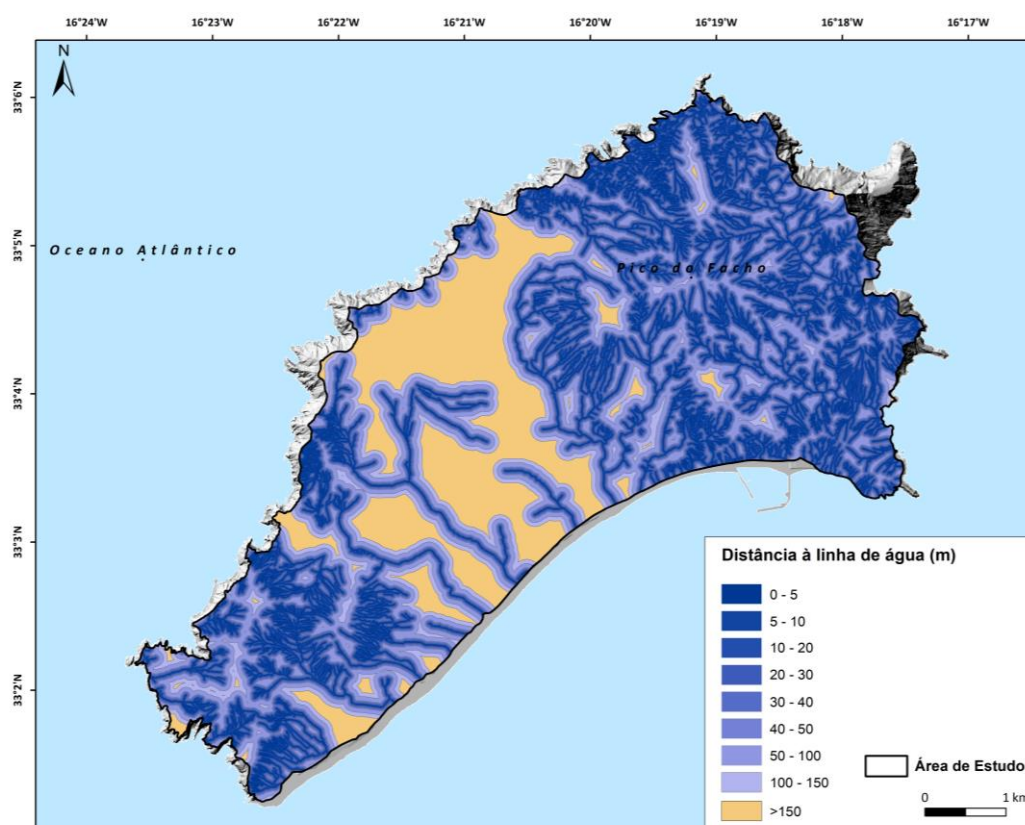


Figura 4.2: Distribuição das distâncias às linhas de água na área de estudo de Porto Santo.

A análise do VI para cada classe de distância às linhas de água (Tabela 4.7) revela, como esperado, que à medida que a distância às linhas de águas aumenta, a propensão para a ocorrência dos diferentes tipos de MMR diminui. No entanto, os DS têm um contexto

espacial diferente dos MMR. As classes dos 0-5 m e dos 5-10 m são as que apresentam a maior propensão para a ocorrência de todos os tipos de MMR. No caso dos DS, estes tendem a ocorrer preferencialmente até uma distância de 40 m das linhas de água, sendo condições preferenciais as distâncias entre 5 e 30 m.

Estes resultados traduzem a importância que a proximidade às linhas de água tem na ocorrência dos diferentes tipos de MMR. Estes estão fortemente condicionados à proximidade das linhas de água até 10 m. A partir desta distância observam-se maioritariamente valores negativos de VI, registando-se, em regra, valores de VI cada vez mais baixos, evidenciando uma redução progressiva da suscetibilidade à medida que nos afastamos das linhas de águas.

Tabela 4.7: Frequências absolutas e relativas de cada classe de distância às linhas de água, de todos os modelos, estimados através do método do VI

Classes	Área		VI						
Distância às linhas de água (m)	m ²	%	DS	MMR C	MMR P1	MMR P2	MMR P1 E P2	MMR C, P1 e P2	MMR Total
0 - 5m	4032650	11,2	0,14	1,51	1,76	1,7	1,74	1,69	1,7
5 - 10m	3382825	9,4	0,68	0,87	0,88	0,82	0,88	0,86	0,86
10 - 20m	4836125	13,4	0,65	0,22	-0,34	-0,28	-0,22	-0,12	-0,15
20 - 30m	3407650	9,4	0,56	-0,64	-1,58	-0,94	-1,63	-1,1	-1,14
30 - 40m	2631950	7,3	0,2	-1,77	-2,74	-1,27	-2,5	-1,93	-2,11
40 - 50m	2115075	5,9	-0,13	-2,12	-4,56	-2,15	-3,45	-2,77	-2,95
50 - 100m	6212100	17,2	-0,76	-1,61	-4,17	-2,93	-3,67	-2,95	-3,38
100 – 150m	3112950	8,6	-1,36	-4,3	-3,48	-2,93	-6,47	-4,68	-4,16
>150m	6379050	17,7	-2,08	-4,3	-4,28	-2,93	-6,47	-5	-5,1
Total	36110375	100							

4.1.7 Perfil longitudinal e perfil transversal das vertentes

O perfil longitudinal e o perfil transversal das vertentes são duas variáveis de predisposição recorrentemente utilizadas na avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em vertente (Nefeslioglu *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*, 2017; Melo, 2018). Estas duas variáveis refletem as alterações que existem na exposição das vertentes e o controlo que estas exercem nos fluxos do material, ou seja, convergente/divergente (Oliveira, 2012). De acordo com Ohlmacher (2007) podemos caracterizar estes dois perfis como:

- Perfil longitudinal, que corresponde à curvatura da vertente na sua direção descendente, e no qual os valores positivos indicam vertentes côncavas, os valores negativos vertentes convexas, e os valores mais próximos de zero indicam vertentes retilíneas ou áreas planas;
- Perfil transversal, que corresponde à curvatura da vertente medida na interseção que ocorre entre o plano horizontal e a superfície topográfica. No perfil transversal os valores positivos são referentes a vertentes convexas, os valores negativos a côncavas, e os valores mais próximos de zero correspondem a vertentes retilíneas ou áreas planas.

Uma questão importante é que o ajuste da curvatura à escala das formas de relevo geralmente não é conseguido utilizando um MNE com algum grau de detalhe (por exemplo, com resolução de 5 m). Neste sentido, foi necessário converter o MNE para uma resolução de 20 m por ser este o modelo de curvaturas que melhor se ajusta à topografia da área de estudo. Posteriormente, a informação foi novamente convertida para uma resolução compatível com as restantes variáveis preditivas (5 m). A distribuição espacial das classes de curvatura está representada na Figura 4.3 para o perfil transversal e na Figura 4.4 para o perfil longitudinal das vertentes. A Tabela 4.7 e a Tabela 4.8 mostram a distribuição relativa das classes para o perfil transversal e perfil longitudinal. As vertentes com perfil transversal são predominantemente convexas, ocupando 44,5 % da área de estudo, seguindo-se as vertentes côncavas com 31,1 % e, por último, as vertentes retilíneas com 24,4 %. Quanto ao perfil longitudinal, são novamente as vertentes convexas as que têm maior representação na área de estudo, seguindo-se muito de perto as vertentes côncavas (37,1 % e 36,4 % respetivamente) e, por último, as vertentes retilíneas com 26,5 %.

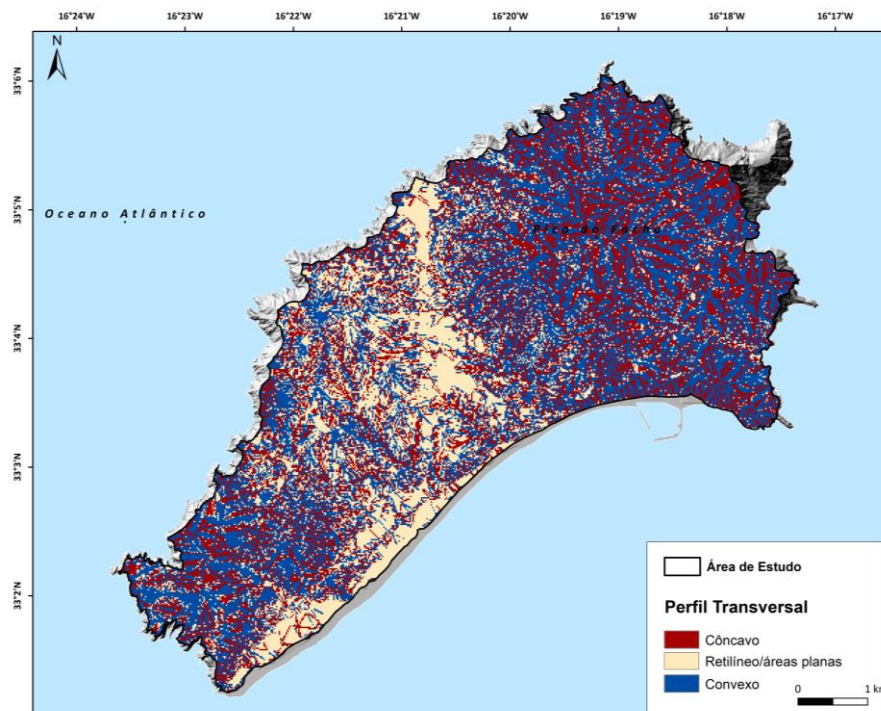


Figura 4.3: Perfil transversal das vertentes da área de estudo de Porto Santo.

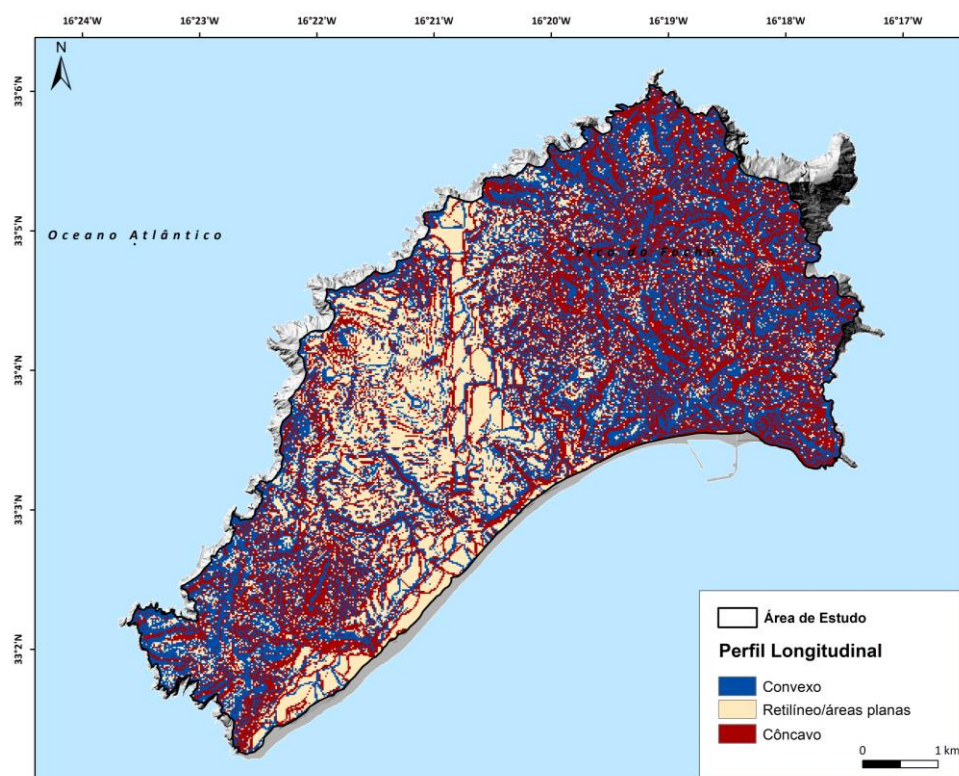


Figura 4.4: Perfil longitudinal das vertentes da área de estudo de Porto Santo.

Os valores de VI para os fatores de predisposição perfil transversal (Tabela 4.8) e perfil longitudinal das vertentes (Tabela 4.9) revelam que são as vertentes côncavas em perfil transversal que apresentam os scores mais significativos em todos os modelos. No caso dos deslizamentos superficiais (DS) sobressaem as vertentes côncavas em perfil longitudinal e as vertentes convexas e côncavas em perfil transversal. Apesar de os valores de VI não demonstrarem uma diferença significativa, é expectável que o contraste existente entre as classes com VI positivo e negativo determine que as vertentes côncavas em perfil transversal sejam as que mais condicionam os MMR por apresentarem valores de VI mais elevados face aos das vertentes côncavas em perfil longitudinal. Quanto aos DS, os valores de VI mais elevados foram determinados para as vertentes côncavas em perfil longitudinal e com um valor muito baixo, nas vertentes convexas e côncavas em perfil transversal. Apesar destes valores não serem muito elevados, eles representam uma densidade de movimentos de massa na classe superior à da probabilidade *a priori*.

Tabela 4.8: Frequências absolutas e relativas e scores de suscetibilidade, para cada classe do perfil transversal, de todos os modelos, estimados através do método do VI

Classes	Área		VI						
Perfil transversal	m²	%	DS	MMR C	MMR P1	MMR P2	MMR P1 E P2	MMR C, P1 e P2	MMR Total
Côncavo	11234150	31,1	0,08	0,48	0,73	0,68	0,73	0,69	0,68
Retilíneo/Áreas Planas	8803275	24,4	-0,57	-1,26	-1,57	-1,59	-1,77	-1,64	-1,58
Convexo	16072950	44,5	0,17	-0,04	-0,38	-0,29	-0,35	-0,29	-0,28
Total	36110375	100							

Tabela 4.9: Frequências absolutas e relativas e scores de suscetibilidade, para cada classe do perfil longitudinal, de todos os modelos, estimados através do método do VI

Classes	Área		VI						
Perfil longitudinal	m²	%	DS	MMR C	MMR P1	MMR P2	MMR P1 E P2	MMR C, P1 e P2	MMR Total
Convexo	13384175	37,1	-0,2	0,13	-0,19	0	-0,08	-0,03	-0,02
Retilíneo/Áreas Planas	9591650	26,5	-0,46	-1,12	-1,36	-1,46	-1,37	-1,44	-1,27
Côncavo	13134550	36,4	0,37	0,3	0,54	0,45	0,49	0,46	0,43
Total	36110375	100							

4.2 Avaliação da suscetibilidade a diferentes tipos de movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravina

Os mapas de suscetibilidade elaborados através do método do VI resultam do somatório dos valores de VI obtidos para cada uma das classes dos fatores de predisposição em cada modelo. De forma a que se possam comparar os diferentes modelos de suscetibilidade, é avaliada a capacidade preditiva de cada classe de suscetibilidade através da determinação do *effectiveness ratio* (Chung e Fabbri, 2003; Guzzetti, 2005). Para o efeito optou-se por classificar todos os mapas de suscetibilidade em função da percentagem de área instabilizada, fazendo variar apenas a fração da área de estudo necessária para validar cada fração predefinida de área instabilizada. Assim foram definidas seis classes de suscetibilidade em que a primeira classe é a que representa a suscetibilidade mais elevada, isto é, a área de estudo com valores de VI mais elevados e a área necessária para validar 25 % da área de MMR ou MMV e assim sucessivamente. As seis classes de suscetibilidade

devem validar, por ordem decrescente de suscetibilidade, as seguintes percentagens de área deslizada: 0-25 %; 25-50 %; 50-70 %; 70-85 %; 85-95 %; 95-100 %. Para definir os limites de cada classe, foram utilizadas as curvas ROC elaboradas a partir do grupo de MMV ou MMR de validação, sendo esta claramente uma avaliação mais exigente e uma validação mais robusta, do que quando utilizado o grupo de MMV ou MMR de treino para validação. Nesta última situação apenas temos possibilidade de avaliar corretamente o ajuste do modelo aos dados de entrada.

4.2.1 Avaliação da suscetibilidade a deslizamento superficiais (DS)

Na Figura 4.5 é representado o mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais (DS). À semelhança de todos os mapas de suscetibilidade apresentados neste capítulo, de uma forma geral, é notório o contraste que existe entre a parte Sudoeste, Centro e Nordeste da área de estudo. As áreas mais suscetíveis a DS concentram-se, regra geral, a Sudoeste e Nordeste. O setor central da ilha do Porto Santo, por apresentar declives suaves, apresenta frequentemente uma suscetibilidade mais reduzida.

Os deslizamentos superficiais ocorrem preferencialmente junto à base das vertentes e em áreas com declives moderados ($10-15^\circ$ e $15-20^\circ$) ou próximo do topo das vertentes em áreas com declives muito acentuados ($>45^\circ$). Outra justificação da distribuição espacial das áreas mais suscetíveis a DS é a presença de vertentes orientadas a Noroeste, mas também a Oeste e Sudoeste, perdendo esta importância de Noroeste para Sudoeste. Estes deslizamentos estão correlacionados com a presença de filões básicos e diferenciados, mas também com a presença de materiais vulcânicos submarinos (piroclastos e escoadas), independentemente da sua idade, e a existência de “Terrenos Escarpados” e “Terrenos Ravinados”.

A proximidade às linhas de água também exerce a sua influência na distribuição destes deslizamentos, sendo as áreas mais suscetíveis as que se concentram a uma distância das linhas de água entre 5 m e 40 m. No entanto, comparativamente aos MMR, esta variável é menos importante para a ocorrência de DS, considerando os valores mais baixos de VI por comparação com os valores de VI mais elevados registados até uma distância de 10 m das linhas de água para todos os tipos de MMR.

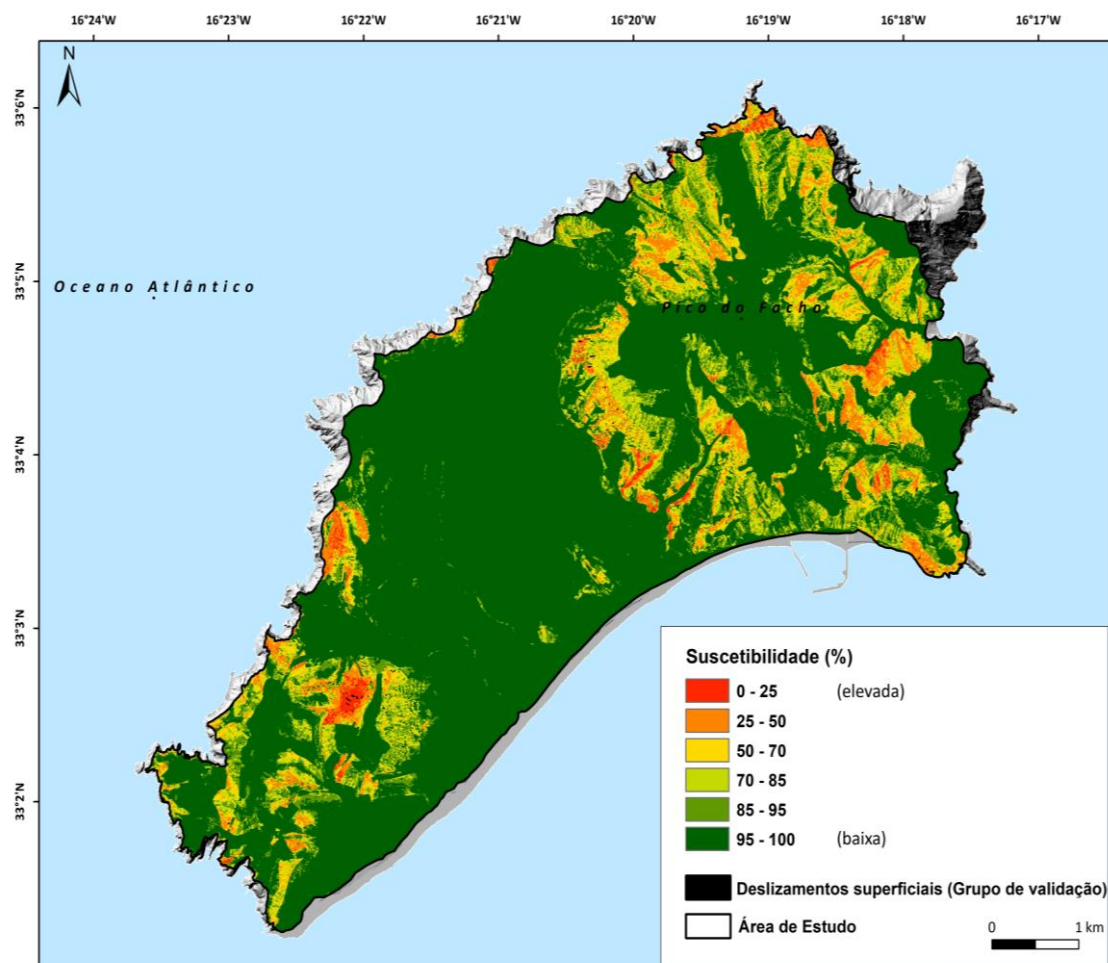


Figura 4.5: Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo do Porto Santo.

As curvas ROC obtidas para o grupo de treino e de validação revelam um bom ajuste do mapa de suscetibilidade a DS e uma boa capacidade preditiva como atestam os valores de AAC das curvas ROC, 0,90 para ambos os modelos (Figuras 4.6 e 4.7, respetivamente). Se for tida em conta uma taxa de falsos positivos de 20 %, relativos à área de estudo classificada com suscetibilidade mais elevada, o modelo consegue discriminar 82 % de verdadeiros positivos no grupo de treino e 84 % no grupo de validação, isto é, área instabilizada.

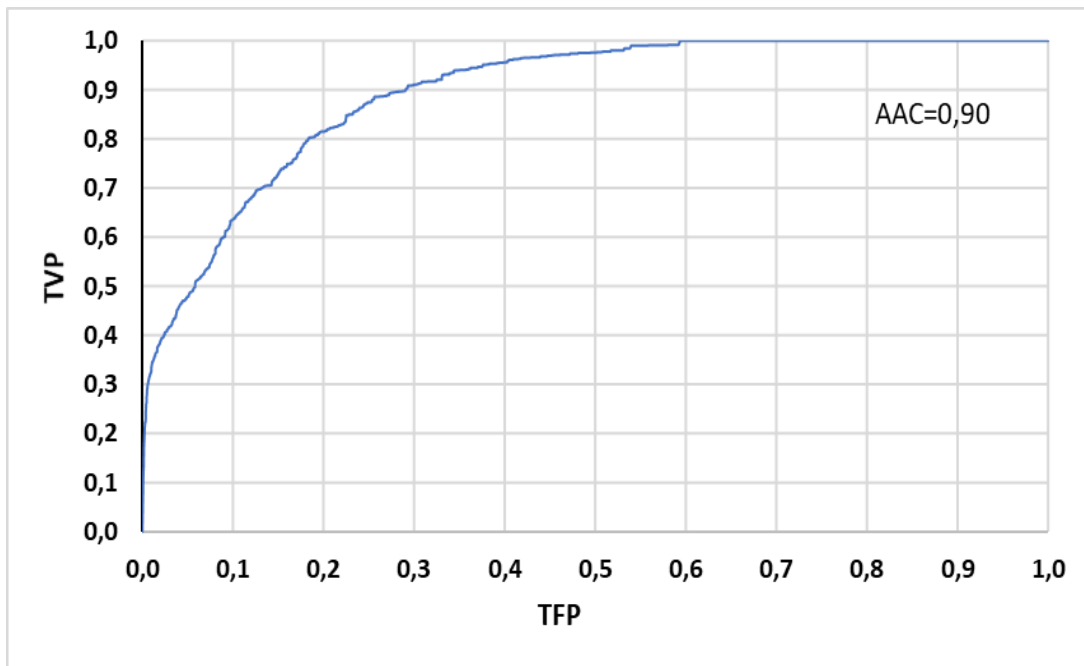


Figura 4.6: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais (DS) validado com os deslizamentos superficiais do grupo de treino.

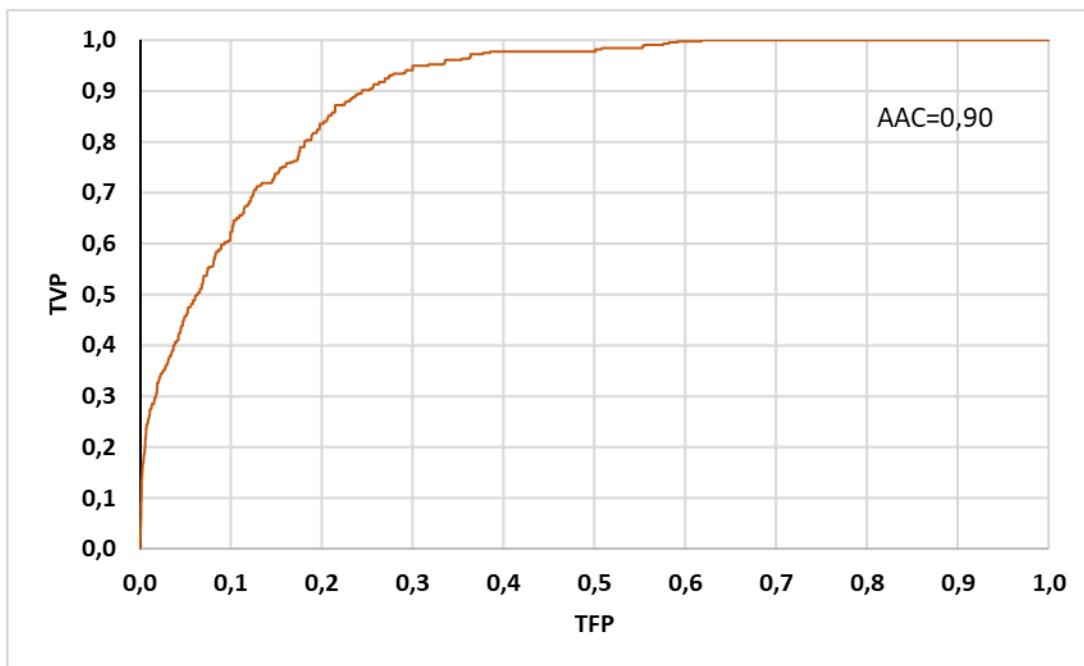


Figura 4.7: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais (DS) validado com os deslizamentos superficiais do grupo de validação.

Através do cruzamento de cada classe do mapa de suscetibilidade com a área dos deslizamentos do grupo de validação (Tabela 4.10), podemos avaliar a capacidade preditiva do modelo.

A classe com maior suscetibilidade abrange apenas 0,88% da área de estudo e nela recaem 24,9 % da área deslizada, o que se traduz num *effectiveness ratio* (ER) de 28,3 (Tabela 4.10). Isto significa que, em termos relativos, o peso da área deslizada na classe, face ao total de área deslizada, é 28,3 vezes superior ao peso da área da classe face ao total da área da classe. A segunda classe mais suscetível, que está associada a uma fração dos deslizamentos do grupo de validação entre 25-50 %, abrange apenas 5,3 % da área de estudo, o que se reflete num ER substancialmente mais baixo, de 4,7, ainda assim superior a 1. Estas duas classes totalizam apenas 6,2 % da área de estudo, mas englobam 49,8 % da área deslizada. A maior incerteza do modelo realizado reside na diminuição brusca da capacidade preditiva da classe de suscetibilidade mais elevada para a segunda classe de suscetibilidade elevada, o que pode traduzir uma menor capacidade discriminante dos fatores de predisposição localizados nessas áreas. A diminuição dos valores de ER com a diminuição da suscetibilidade da área de estudo está de acordo com o esperado ainda que se considere que o modelo teria melhor desempenho, se registados valores de ER substancialmente mais baixos e abaixo de 1 nas duas últimas classes de suscetibilidade. De facto, nestas classes por se considerar metodologicamente que devem conter 15 % da área deslizada do grupo de validação a fração da área de estudo associada a esses deslizamentos deveria ser maior, sobretudo na penúltima classe de suscetibilidade.

Tabela 4.10: Classes de suscetibilidade e correspondentes *effectiveness ratios* do mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais obtido pelo método do Valor Informativo

Classes de suscetibilidade	Área de estudo		Área deslizada (grupo de validação)		Effectiveness Ratio
	m ²	%	m ²	%	
0 – 25 %	318200	0,9	2725	24,9	28,28
25 – 50 %	1913225	5,3	2725	24,9	4,70
50 – 70 %	2278425	6,3	2200	20,1	3,18
70 – 85 %	2963550	8,2	1625	14,8	1,81
85 – 95 %	3349925	9,3	1025	9,4	1,01
95 – 100 %	25287050	70,0	650	5,9	0,08
Total	36110375	100	10950	100	

4.2.2 Avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina - Cabeceira (MMR Cabeceira)

A distribuição espacial das classes de suscetibilidade dos MMR Cabeceira (Figura 4.8), bem como para a generalidade dos MMR, contrasta com a observada no modelo realizado com os deslizamentos superficiais. Os MMR Cabeceira (MMR C) são condicionados, em grande

parte, pela presença de áreas com declives entre 20° e 40°, e têm uma relação negativa com as áreas de declives muito acentuados ($>45^\circ$) ou áreas com declives suaves a moderados ($< 15^\circ$), por oposição ao observado nos deslizamentos superficiais. Da análise à exposição das vertentes sobressaem para a ocorrência deste tipo de MMR as vertentes expostas a Norte, mas também aquelas expostas a Nordeste, Noroeste e Oeste. Estes movimentos tendem a ocorrer nas áreas classificadas como “Terrenos Abarrancados” e “Terrenos Ravinados”, que se concentram sobretudo nos setores Norte e Nordeste e Sudoeste da ilha. Como esperado, o fator de predisposição a destacar é o da distância às linhas de água, onde existe uma relação muito forte entre este tipo de MMR e as áreas até 10 m das linhas de água.

Salienta-se também a classe litológica “Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas - intercalações subaéreas. Idades superiores a 14.2 e até mais de 19.3 MA”, que apesar de ocupar apenas 0,69 % da área de estudo, tem uma relação significativa com a ocorrência deste tipo de MMR, logo surgem como áreas mais suscetíveis, estando espacialmente concentradas na parte Sudoeste e Nordeste da área de estudo. Esta classe litológica assume idêntica importância em todos os modelos de suscetibilidade elaborados para os diferentes tipos de MMR.

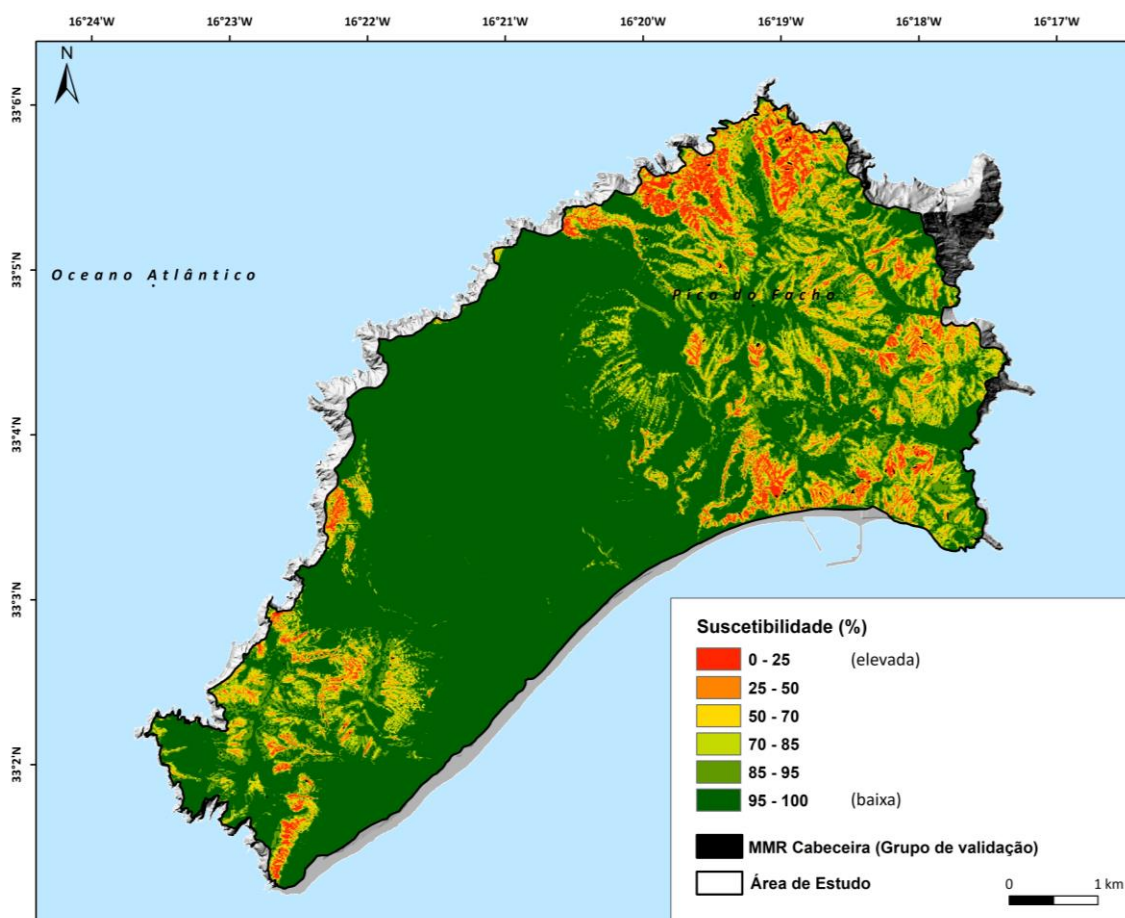


Figura 4.8: Mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira na área de estudo do Porto Santo.

Os resultados de validação obtidos a partir das curvas ROC com base nos grupos de treino e de validação revelam igualmente um bom ajuste do modelo de suscetibilidade a MMR C e uma boa capacidade preditiva (Figura 4.9 e 4.10, respetivamente), como se comprova pelos valores de AAC das curvas ROC de 0,89 para o grupo de treino e 0,90 para o grupo de validação. Neste mapa de suscetibilidade a área associada a uma taxa de falsos positivos de 20 % e suscetibilidade mais elevada consegue discriminar 82 % da taxa de verdadeiros positivos do grupo de treino e 84% do grupo de validação, isto é, de área instabilizada.

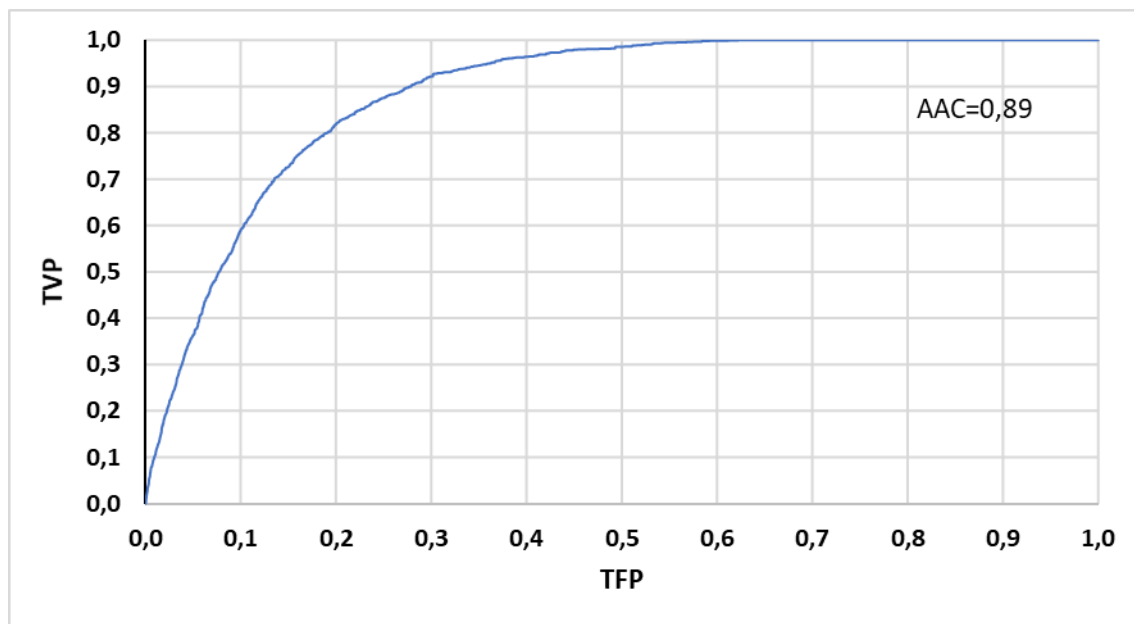


Figura 4.9: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira validado com os MMR Cabeceira do grupo de treino.

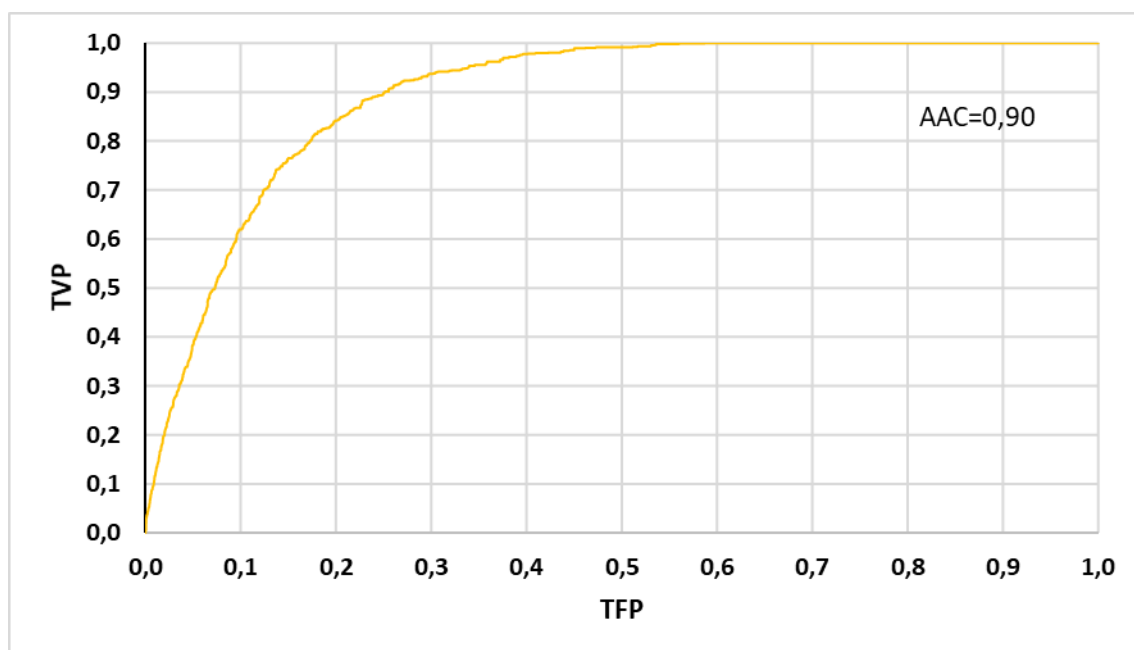


Figura 4.10: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira validado com os MMR Cabeceira do grupo de validação.

A capacidade preditiva de cada classe do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira avaliada com o ER encontra-se representada na Tabela 4.11.

A classe com maior suscetibilidade abrange 2,6 % da área de estudo, e nela recaem 25 % da área instabilizada o que configura num ER de 9,5. Este valor de ER é bastante inferior ao observado para a primeira classe nos deslizamentos superficiais, o que reflete uma menor capacidade preditiva face ao verificado no modelo de suscetibilidade a DS. Apesar de tudo a capacidade preditiva desta classe de suscetibilidade no modelo MMR C é muito boa. A diminuição progressiva dos valores de ER e o facto das duas últimas classes de suscetibilidade apresentarem valores de ER inferiores a 1, sendo o último muito próximo de 0 revelam, por contraste, uma melhor capacidade do modelo de suscetibilidade em identificar as áreas menos suscetíveis a este tipo de MMR.

No caso do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira, importa salientar que as três primeiras classes de suscetibilidade mais elevada totalizam apenas cerca de 12 % da área de estudo, mas conseguem espacialmente abranger 70 % dos MMR Cabeceira do grupo de validação.

Tabela 4.11: Classes de suscetibilidade e correspondentes *effectiveness ratios* do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira obtido pelo método do Valor Informativo

Classes de suscetibilidade	Área de estudo		Área deslizada (grupo de validação)		Effectiveness Ratio
	m ²	%	m ²	%	
0 – 25 %	951900	2,6	6425	25,0	9,45
25 – 50 %	1685600	4,7	6425	25,0	5,34
50 – 70 %	1840325	5,1	5150	20,0	3,92
70 – 85 %	3002500	8,3	3875	15,1	1,81
85 – 95 %	4750100	13,2	2575	10,0	0,76
95 – 100 %	23879950	66,1	1300	5,1	0,08
Total	36110375	100	25750	100	

4.2.3 Avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina - Parede 1 (MMR P1)

As classes de suscetibilidade dos MMR P1 apresentam uma distribuição em muito semelhante à dos diferentes tipos de MMR, uma vez que os fatores de predisposição que condicionam fortemente estes tipos de movimentos de massa são praticamente os

mesmos, variando apenas o grau de dependência entre as diferentes classes dos fatores de predisposição e os diferentes tipos de MMR. As áreas mais suscetíveis à ocorrência dos MMR P1 estão associadas à presença de declives acentuados, em regra entre 25° e 40°. Contrariamente aos MMR C, os MMR P1 não estão tão fortemente condicionados pela exposição das vertentes, como se depreende dos baixos scores de VI registados nas vertentes expostas a Oeste, Noroeste, Norte e Nordeste. Nos MMR P1, as classes de maior suscetibilidade estão fortemente condicionadas pela presença de “Terrenos Ravinados”. A proximidade às linhas de água exerce uma influência ligeiramente maior do que nos MMR Cabeceira, uma vez que por estes últimos surgirem frequentemente associados à evolução por retrogressão das ravinas não implica necessariamente a existência de linha de água a montante. De acordo com a Figura 4.11 é possível observar que as classes de maior suscetibilidade estão mais concentradas junto às linhas de água. As vertentes côncavas, tanto em perfil longitudinal como em perfil transversal, são as que exercem maior influência para a ocorrência de MMR P1.

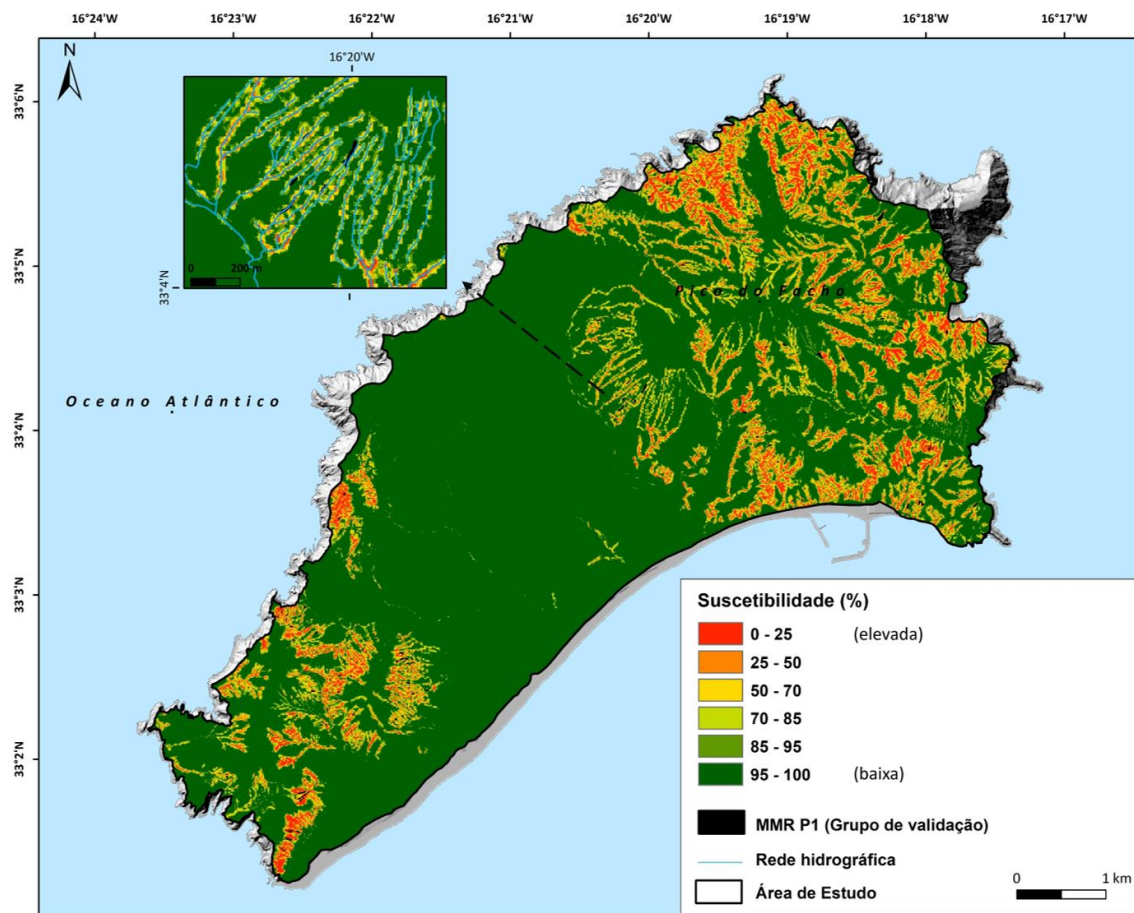


Figura 4.11: Mapa de suscetibilidade a MMR P1 na área de estudo do Porto Santo.

As curvas ROC para o mapa de suscetibilidade a MMR P1, utilizando o grupo de treino e de validação, evidenciam igualmente um bom ajuste do modelo e boa capacidade preditiva, como atestam os valores de 0,90 de AAC obtidos em ambos os casos (Figura 4.12 e 4.13,

respetivamente). Tendo em conta a mesma taxa de falsos positivos de 20 % utilizada anteriormente, o modelo consegue discriminar 86% de verdadeiros positivos no grupo de treino e 87 % no grupo de validação.

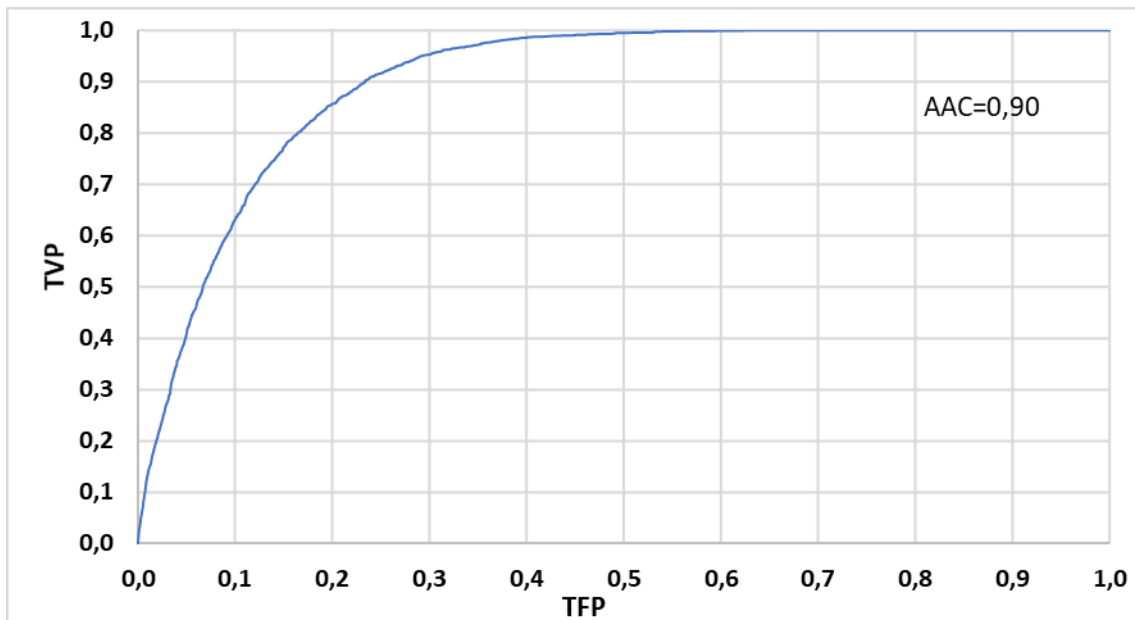


Figura 4.12: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Parede 1 validado com os MMR Parede 1 do grupo de treino.

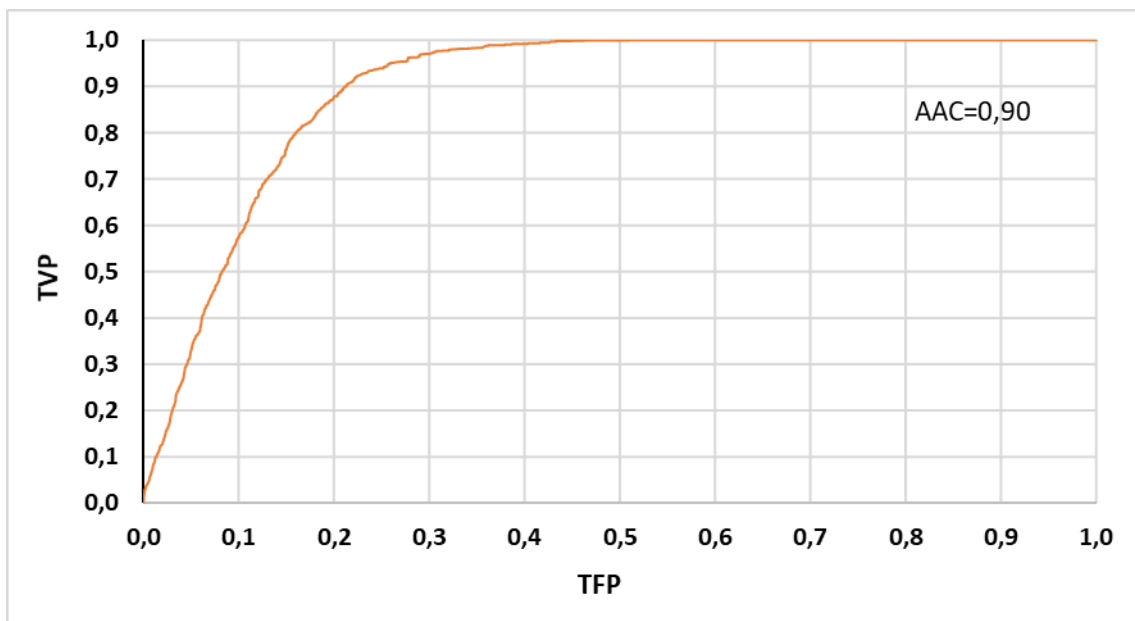


Figura 4.13: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Parede 1 validado com os MMR Parede1 do grupo de validação.

A capacidade preditiva de cada classe do mapa de suscetibilidade a MMR P1, avaliada com os MMR P1 do grupo de validação, é definida na Tabela 4.12.

A classe com maior suscetibilidade abrange 3,8 % da área de estudo e 25 % da área instabilizada, o que permite determinar um ER de 6,6. Este valor de ER é inferior ao observado na classe de suscetibilidade mais elevada no modelo MMR C, o que reflete uma menor capacidade preditiva deste modelo de suscetibilidade face ao anterior nestas mesmas áreas.

No essencial a capacidade preditiva das diferentes classes de suscetibilidade a MMR P1 não se diferencia substancialmente das definidas para o mapa de suscetibilidade a MMR C. Face ao mapa de suscetibilidade a MMR C, e por comparação, o modelo MMR P1 parece ser mais eficaz a discriminar as áreas de suscetibilidade mais baixa (ER = 0,07) do que as áreas de suscetibilidade mais elevada (ER = 6,6).

Tabela 4.12: Classes de suscetibilidade e correspondentes *effectiveness ratios* do mapa de suscetibilidade a MMR P1 obtido pelo método do Valor Informativo

Classes de suscetibilidade	Área de estudo		Área deslizada (grupo de validação)		Effectiveness Ratio
	m ²	%	m ²	%	
0 – 25 %	1366225	3,8	11575	24,9	6,59
25 – 50 %	1610025	4,5	11625	25,0	5,61
50 – 70 %	1716700	4,8	9300	20,0	4,21
70 – 85 %	2014825	5,6	7000	15,1	2,70
85 – 95 %	2643575	7,3	4600	9,9	1,35
95 – 100 %	26759025	74,1	2375	5,1	0,07
Total	36110375	100	46475	100	

4.2.4 Avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina - Parede 2 (MMR P2)

As classes de suscetibilidade mais elevadas a MMR P2 apresentam espacialmente condições de predisposição distintas face aos MMR C e MMR P1, uma vez que este é dos únicos modelos que apresenta uma forte relação entre MMR e a presença da classe litológica associada a “Depósitos de praia, fluviais, de vertente e paleosolos e siltoargilosos”, que se localizam sobretudo nos leitos das linhas de água e na base das vertentes. A isto acresce o facto de ser o único modelo onde é significativa a relação entre MMR e a classe de uso e ocupação do solo classificada como “Áreas de extração de

inertes, áreas de deposição de resíduos e estaleiros de construção”, frequentemente presente na base das vertentes.

Os MMR P2 apresentam uma forte propensão para a ocorrência em áreas de declives acentuados, entre 30° e 45°, e ainda que de forma menos evidente em vertentes expostas a Oeste, Noroeste e Nordeste. Este contraste com os modelos de MMR até agora analisados pode ser explicado pelo facto destes movimentos de massa em ravina ocorrerem no setor jusante do canal ou em pequenos tributários de ordem 1 (classificação de Stralher), em alguns casos em áreas com declives mais acentuados, que estão fortemente relacionadas com as paredes das ravinas. A comparação entre os mapas de suscetibilidade presentes nas Figuras 4.11 e 4.14 ajuda a ilustrar visualmente este facto, com uma transição das áreas mais suscetíveis do topo das ravinas para a base, sobretudo nos setores Sudoeste e Nordeste da área de estudo. A presença de “Terrenos Ravinados”, mas também os “Terrenos Abarrancados” e os “Terrenos Escarpados” constitui ainda assim condição preferencial para a presença deste tipo de MMR e assim uma maior suscetibilidade. A grande proximidade às linhas de água (entre 0 e 10 m) é igualmente fator preferencial para a ocorrência destes MMR, bem como a presença de vertentes com perfil transversal côncavo.

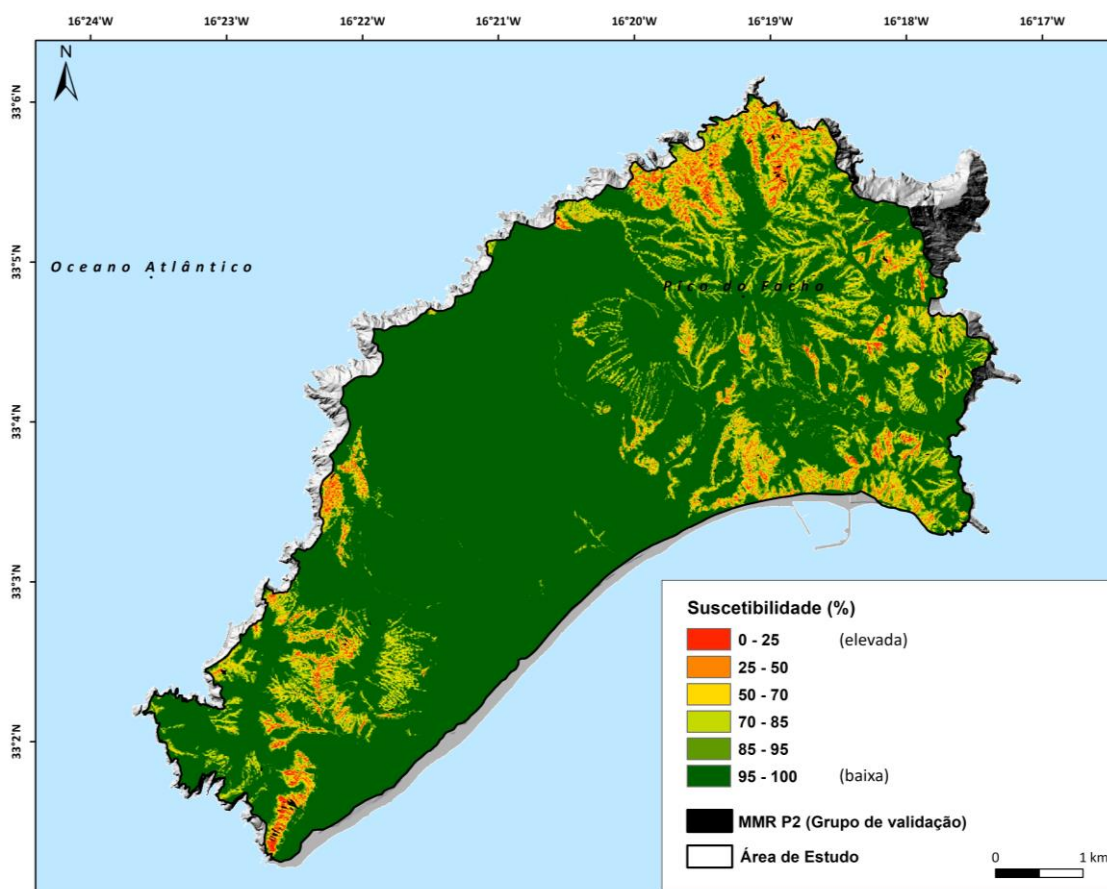


Figura 4.14: Mapa de suscetibilidade a MMR P2 na área de estudo do Porto Santo.

As curvas ROC efetuadas a partir dos grupos MMR P2 de treino e de validação evidenciam novamente um bom ajuste do modelo e uma boa capacidade preditiva (Figura 4.15 e 4.16, respetivamente) como se pode comprovar quantitativamente pelas AAC de 0,92 para o grupo de treino e 0,93 para o grupo de validação. Para comparação e tendo em conta a mesma taxa de falsos positivos de 20 % (áreas de maior suscetibilidade), o modelo consegue discriminar 89 % de verdadeiros positivos no grupo de treino e 91 % no grupo de validação.

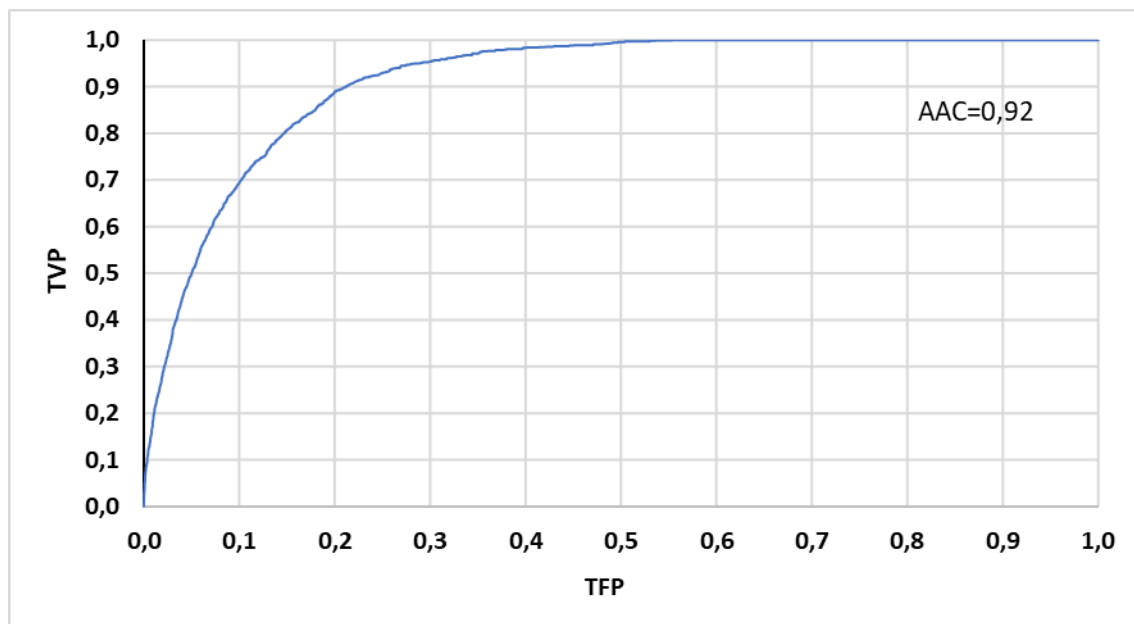


Figura 4.15: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Parede 2 validado com os MMR Parede 2 do grupo de treino.

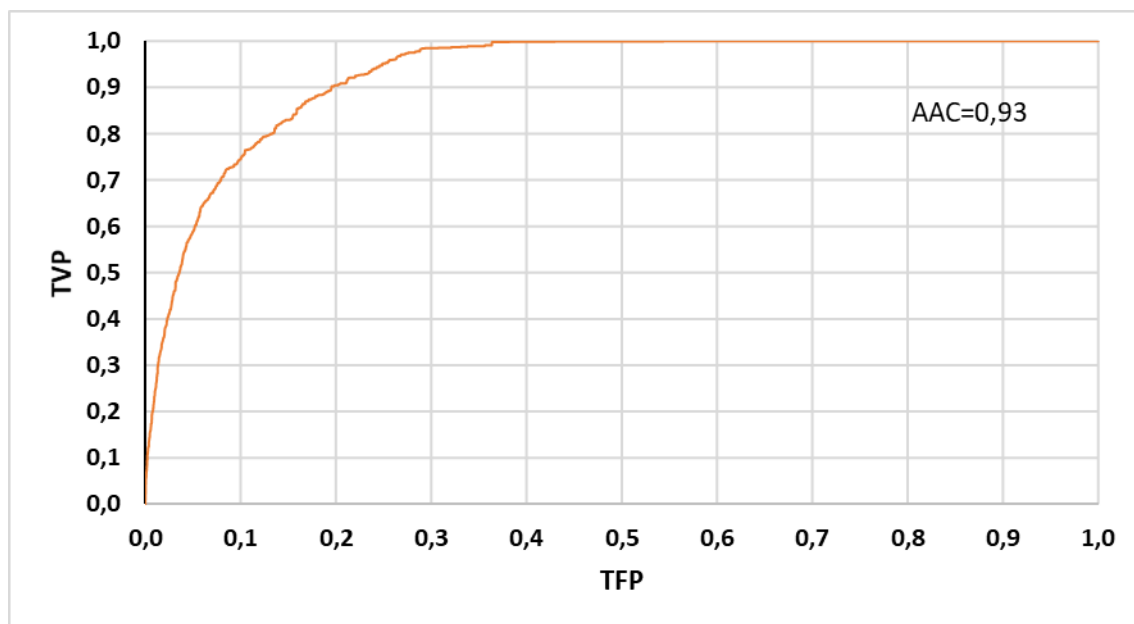


Figura 4.16: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Parede 2 validado com os MMR Parede 2 do grupo de validação.

Na Tabela 4.13 são demonstrados os resultados da avaliação da capacidade preditiva de cada classe de suscetibilidade avaliada com os MMR P2 do grupo de validação. Relativamente aos modelos anteriores (MMR C e MMR P1), é evidente uma melhor capacidade preditiva do modelo de suscetibilidade nas duas classes de suscetibilidade mais elevada com ER de 23,1 e 10,1, o que pode indicar uma melhor discriminação espacial das condições associadas à ocorrência deste tipo de MMR. O modelo de suscetibilidade consegue igualmente, por contraste, capturar as condições de terreno que não geram os MMR P2, como por exemplo “Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas - Intercalações de depósitos pararecifais e conglomerados. Idades superiores a 14.2 e até mais de 19.3 MA”, Área Urbana, Arenossolos, Castanozeme e Vertissolos.

Tabela 4.13: Classes de suscetibilidade e correspondentes *effectiveness ratios* do mapa de suscetibilidade a MMR P2 obtido pelo método do Valor Informativo

Classes de suscetibilidade	Área de estudo		Área deslizada (grupo de validação)		Effectiveness Ratio
	m ²	%	m ²	%	
0 – 25 %	389400	1,1	8075	24,9	23,09
25 – 50 %	893350	2,5	8075	24,9	10,10
50 – 70 %	1583175	4,4	6475	20,0	4,57
70 – 85 %	2861100	7,9	4700	14,5	1,83
85 – 95 %	3245225	9,0	3350	10,4	1,15
95 – 100 %	27138125	75,2	1700	5,3	0,07
Total	36110375	100	32375	100	

4.2.5 Avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina - Parede 1 e Parede 2 (MMR P1 e MMR P2)

Na presente secção é apresentada a avaliação da suscetibilidade à ocorrência de MMR P1 e MMR P2 (Figura 4.17). Como expectável, os fatores de predisposição já identificados anteriormente quando modelados separadamente não se diferenciam substancialmente e contempla a presença: de “Materiais vulcânicos submarinos (piroclastos, escoadas e intercalações subaéreas) de Idade superior a 14.2 e até mais de 19.3 MA”; de “Terrenos Ravinados” e “Terrenos Abarrancados”; de vertentes com perfil transversal côncavo; de uma proximidade às linhas de água até 10 m; de vertentes com declive acentuado forte (25°-45°); e da exposição a Nordeste.

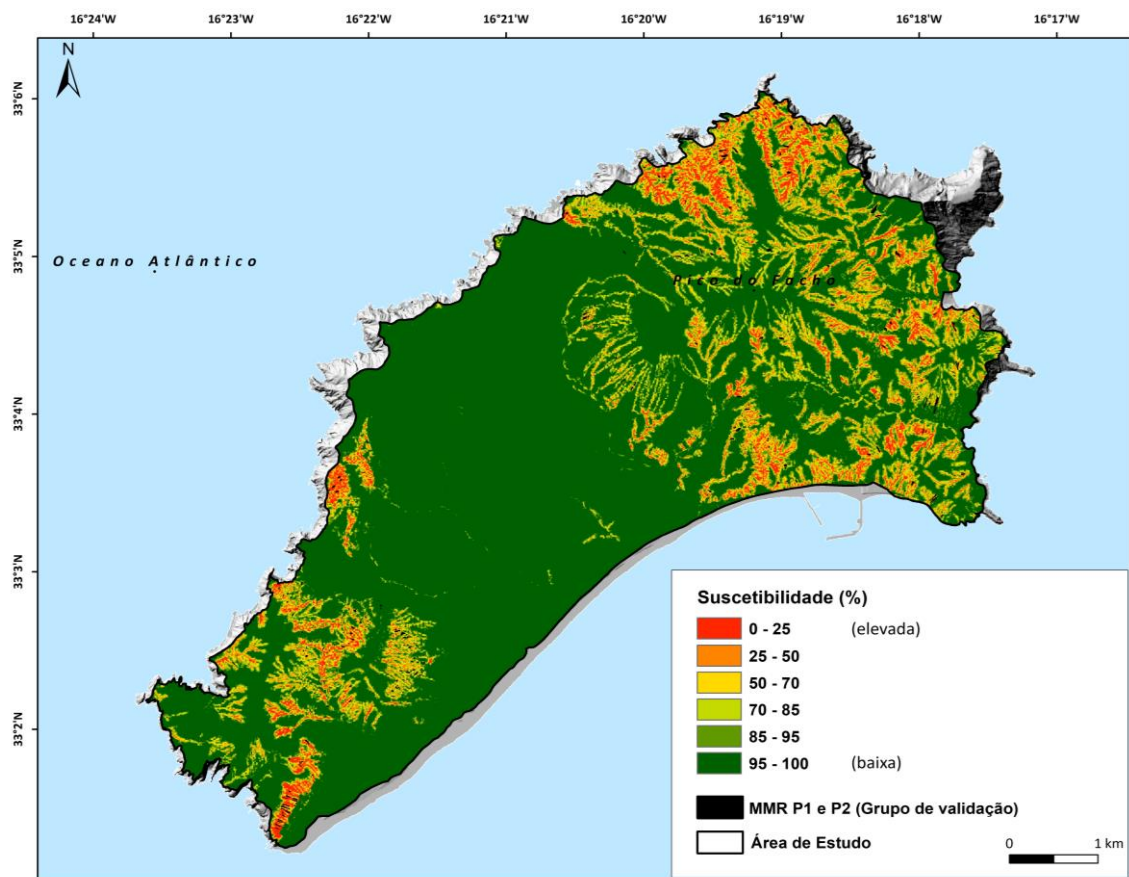


Figura 4.17: Mapa de suscetibilidade a MMR P1 e MMR P2 na área de estudo do Porto Santo.

O mapa de suscetibilidade continua a evidenciar um semelhante ajuste e capacidade preditiva quando confrontado com os MMR dos grupos de treino e de validação, com uma AAC de 0,91 (Figura 4.18) e 0,90 (Figura 4.19), respetivamente.

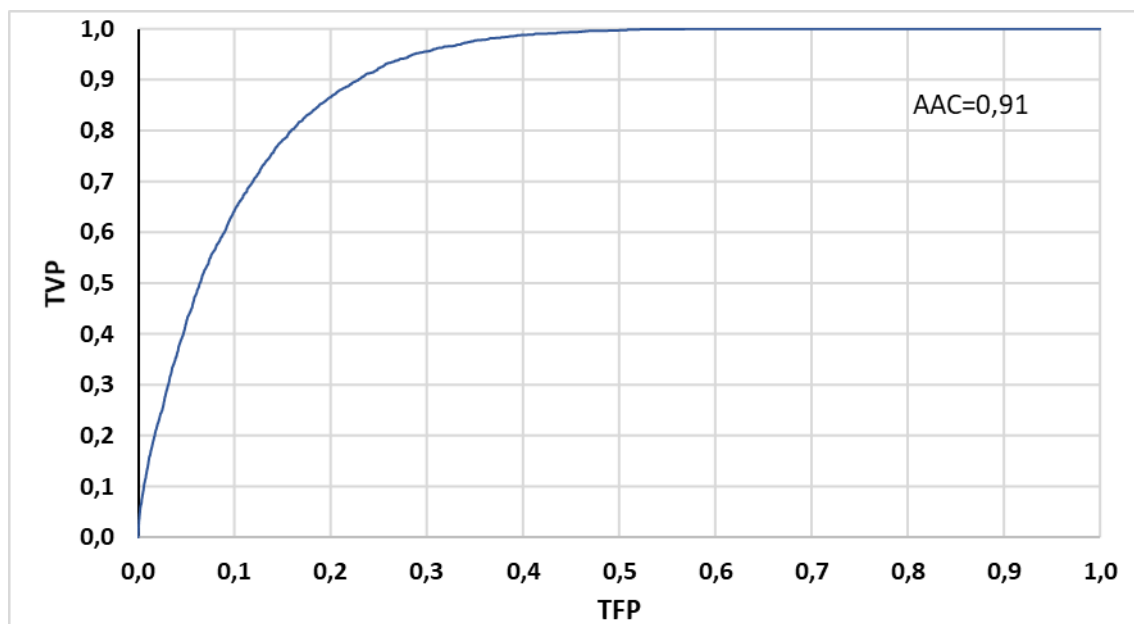


Figura 4.18: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR P1 e MMR P2 validado com os MMR P1 e MMR P2 do grupo de treino.

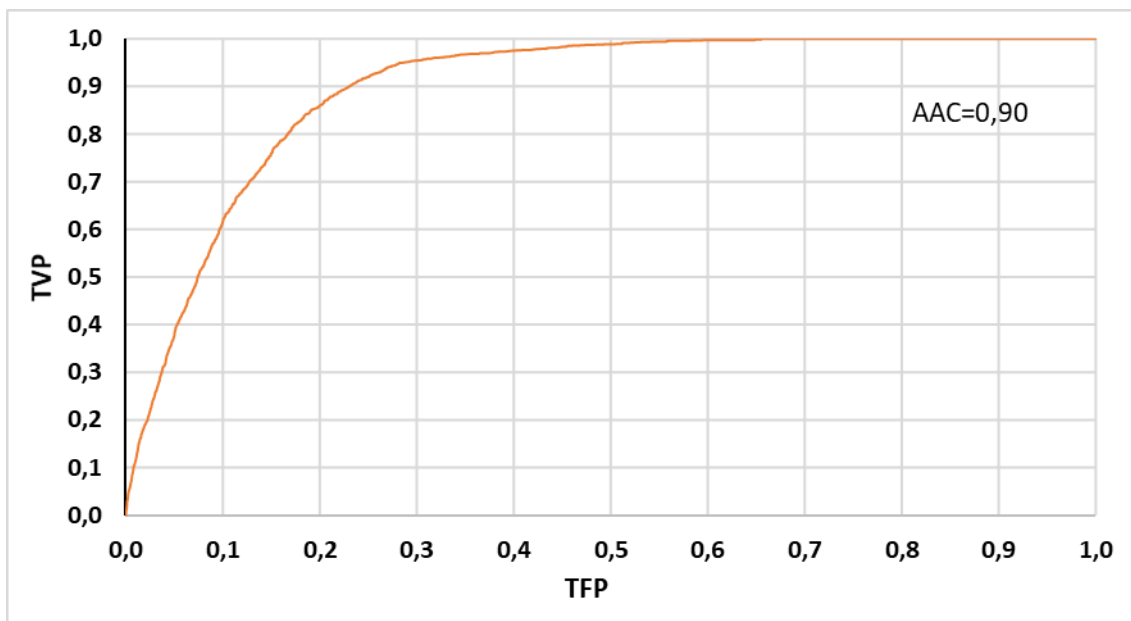


Figura 4.19: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR P1 e MMR P2 validado com os MMR P1 e MMR P2 do grupo de validação.

Da análise efetuada aos valores de ER de cada classe de suscetibilidade (Tabela 4.14) é possível constatar que o modelo tende a melhorar muito ligeiramente (ER de 1,1) do ponto de vista preditivo na penúltima classe de suscetibilidade mais baixa, relativamente aos modelos de suscetibilidade onde estes tipos de MMR P1 e P2 são considerados isoladamente. Nas áreas mais suscetíveis o desempenho preditivo do modelo é francamente pior, sobretudo quando se avalia a suscetibilidade a MMR P2 de forma isolada. Estes resultados levam a considerar ser mais adequado avaliar a suscetibilidade à ocorrência de MMR associados às paredes das ravinas separando, para o efeito, os MMR do tipo P1 dos P2.

Tabela 4.14: Classes de suscetibilidade e correspondentes *effectiveness ratios* do mapa de suscetibilidade a MMR P1 e MMR P2 obtido pelo método do Valor Informativo

Classes de suscetibilidade	Área de estudo		Área deslizada (grupo de validação)		Effectiveness Ratio
	m ²	%	m ²	%	
0 – 25 %	1063500	3,0	19025	25,0	8,46
25 – 50 %	1605225	4,5	19025	25,0	5,61
50 – 70 %	1925475	5,3	15275	20,0	3,76
70 – 85 %	2307475	6,4	11450	15,0	2,35
85 – 95 %	3421600	9,5	7625	10,0	1,05
95 – 100 %	25787100	71,4	3825	5,0	0,07
Total	36110375	100	76225	100	

4.2.6 Avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina – Cabeceira, Parede 1 e Parede 2 (MMR Cabeceira, P1 e P2)

Na presente secção é apresentada a avaliação da suscetibilidade a MMR do tipo C, P1 e P2 (Figura 4.20). As condições mais favoráveis à ocorrência destes tipos de MMR foram elencadas nas secções anteriores. O modelo de suscetibilidade continua a evidenciar um bom ajuste (Figura 4.21, AAC de 0,90) e um bom desempenho preditivo (Figura 4.22, AAC de 0,88), ainda que ligeiramente inferior a todos os modelos de suscetibilidade efetuados por tipo MMR. Este facto ilustra a necessidade de avaliar a suscetibilidade a MMR separadamente em função da posição ao longo das ravinas onde ocorrem estes tipos de movimentos de massa, facto esse já evidenciado na avaliação da suscetibilidade a MMR P1 e P2 e agora também para os MMR C.

Como esperado, a distância às linhas de água corresponde a um dos fatores mais significativos para a ocorrência dos MMR, mas a sua importância não é necessariamente igual quando considerados os MMR C ou os MMR P1 e P2, menos relevante para os primeiros e que seguramente contribui para a menor capacidade preditiva deste mapa de suscetibilidade.

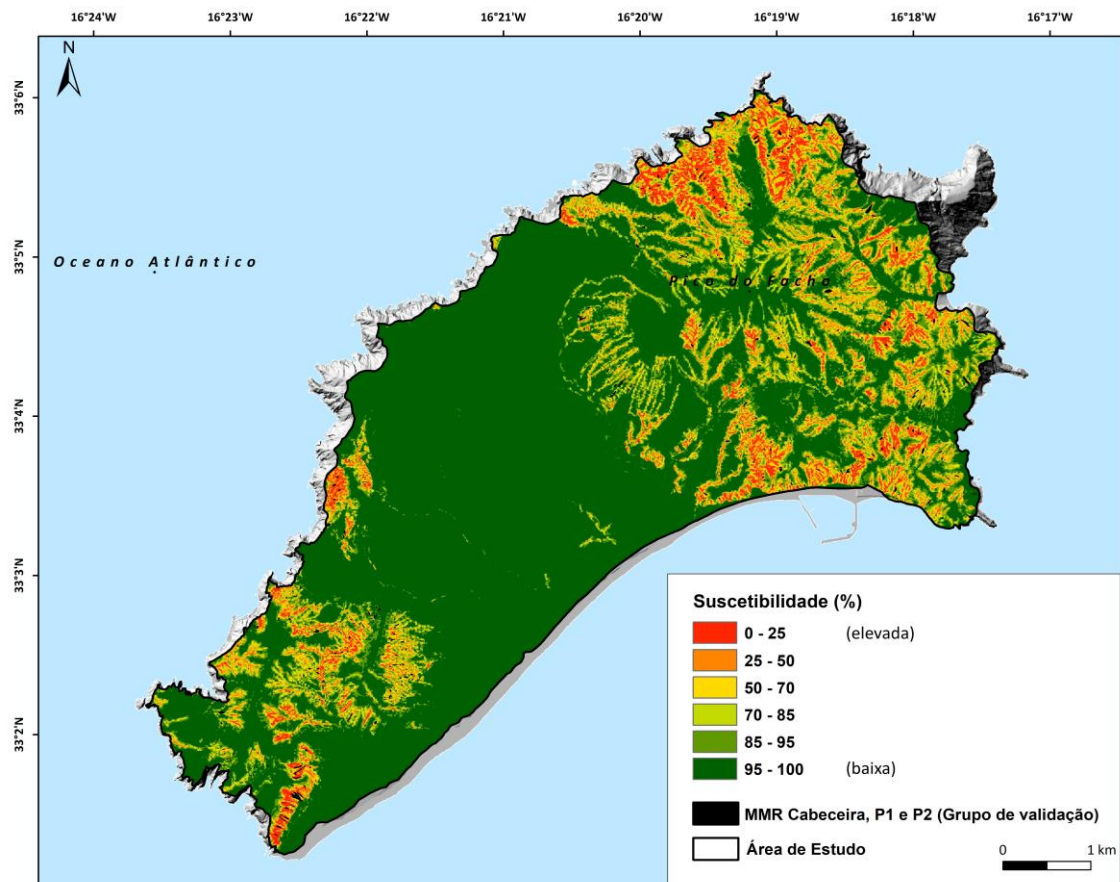


Figura 4.20: Mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira, P1 e P2 do método do VI na área de estudo do Porto Santo.

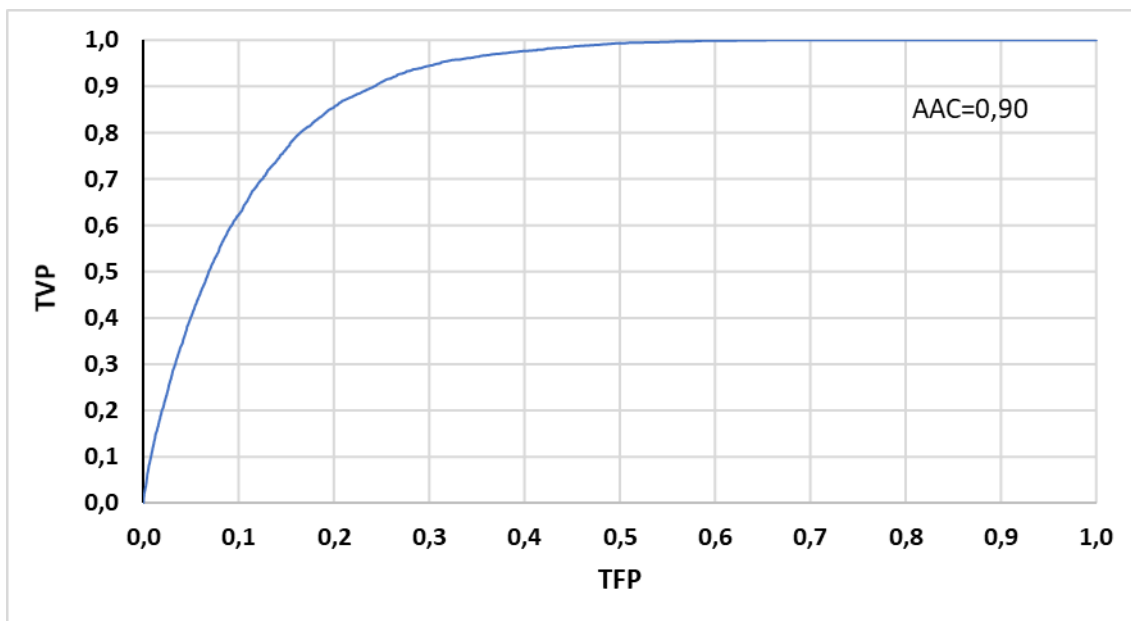


Figura 4.21: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira, P1 e P2 validado com os MMR Cabeceira, P1 e P2 do grupo de treino.

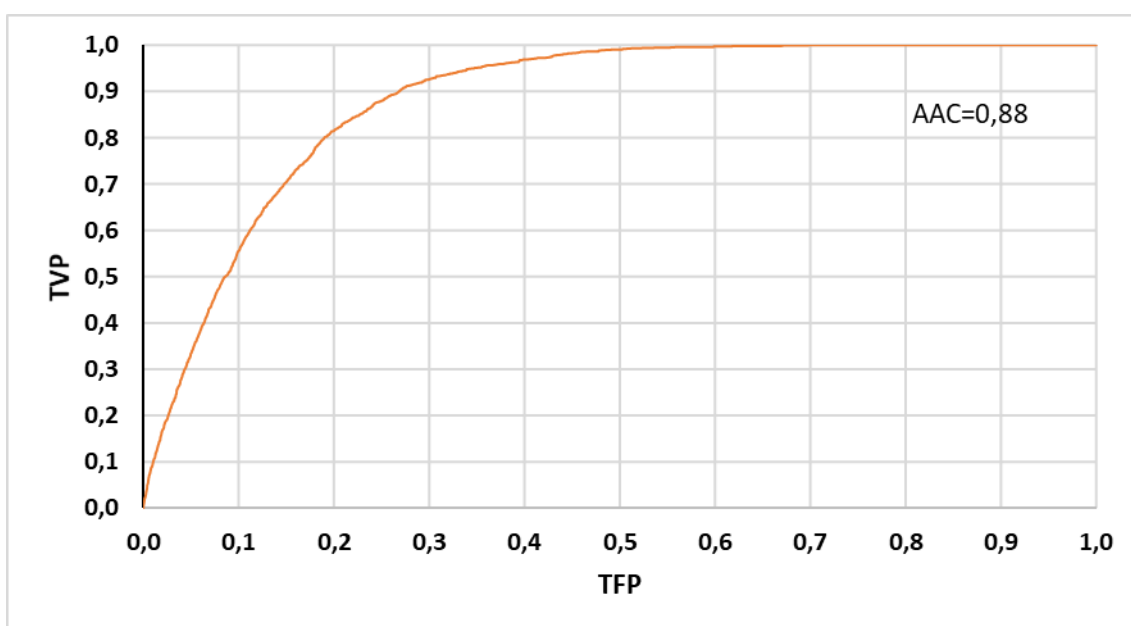


Figura 4.22: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira, P1 e P2 validado com os MMR Cabeceira, P1 e P2 do grupo de validação.

Comparativamente ao modelo anterior podemos afirmar que este mapa de suscetibilidade apresenta uma capacidade preditiva ligeiramente inferior (Tabela 4.15), leitura que se sustenta no valor de ER de 7,1 da classe de suscetibilidade mais elevada e que se encontra um pouco abaixo do valor de ER (8,5) do modelo sem os MMR C. O mapa de suscetibilidade tem por comparação com o anterior um ligeiro melhor desempenho preditivo na identificação das áreas menos suscetíveis com exceção da última classe de suscetibilidade.

Tabela 4.15: Classes de suscetibilidade e correspondentes *effectiveness ratios* do mapa de suscetibilidade a MMR Cabeceira, P1 e P2 obtido pelo método do Valor Informativo

Classes de suscetibilidade	Área de estudo		Área deslizada (grupo de validação)		Effectiveness Ratio
	m ²	%	m ²	%	
0 – 25 %	1246125	3,5	25250	24,6	7,13
25 – 50 %	1850850	5,1	26000	25,3	4,94
50 – 70 %	2242525	6,2	20525	20,0	3,22
70 – 85 %	2848200	7,9	15350	15,0	1,90
85 – 95 %	4334000	12,0	10300	10,0	0,84
95 – 100 %	23588675	65,3	5175	5,0	0,08
Total	36110375	100	102600	100	

4.2.7 Avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina – Total (MMR Total)

Por último, o modelo que reúne todos os tipos de movimentos de massa em ravina (MMR Total) é apresentado na Figura 4.23, e evidencia, ainda que de forma pouco significativa, um pior ajuste aos MMR do grupo de treino (AAC = 0,89) e uma pior capacidade preditiva do grupo de validação (AAC = 0,88) (Figuras 4.24 e 4.25, respetivamente).

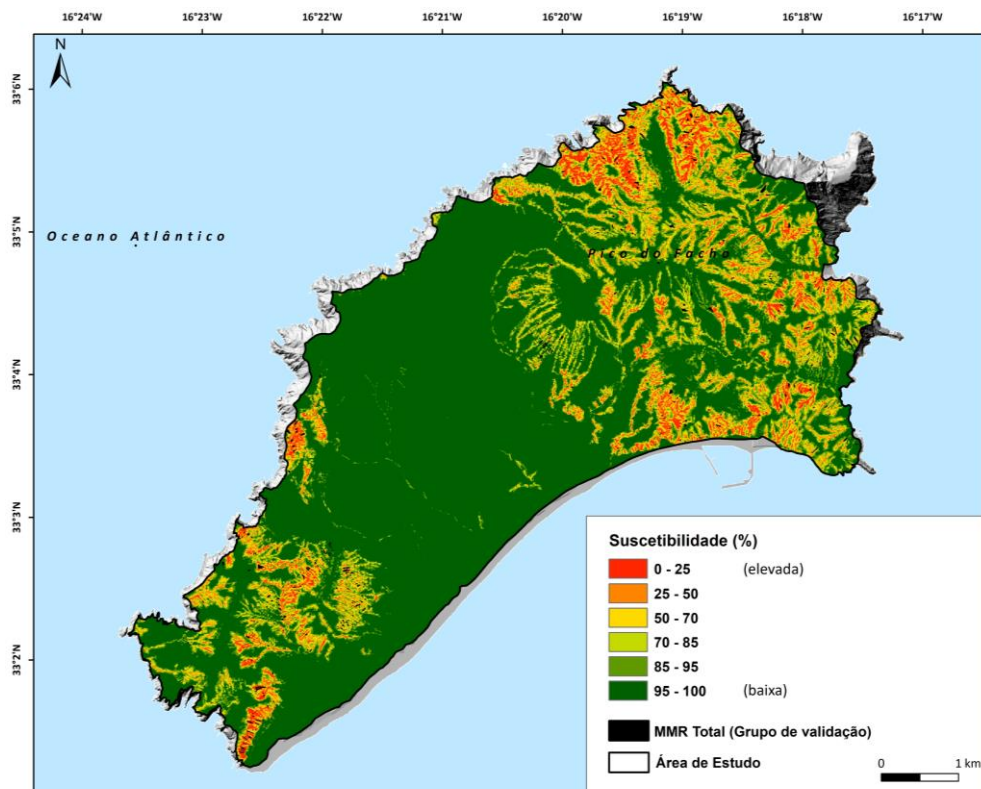


Figura 4.23: Mapa de suscetibilidade a MMR Total do método do VI na área de estudo do Porto Santo.

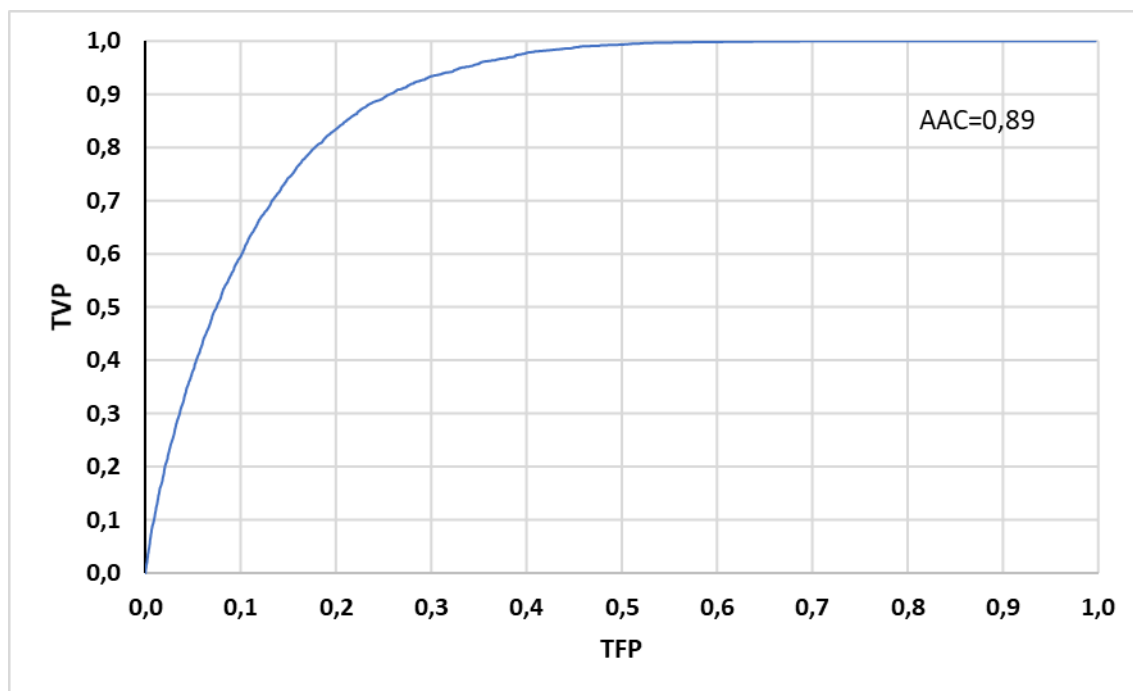


Figura 4.24: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Total validado com os MMR Total do grupo de treino.

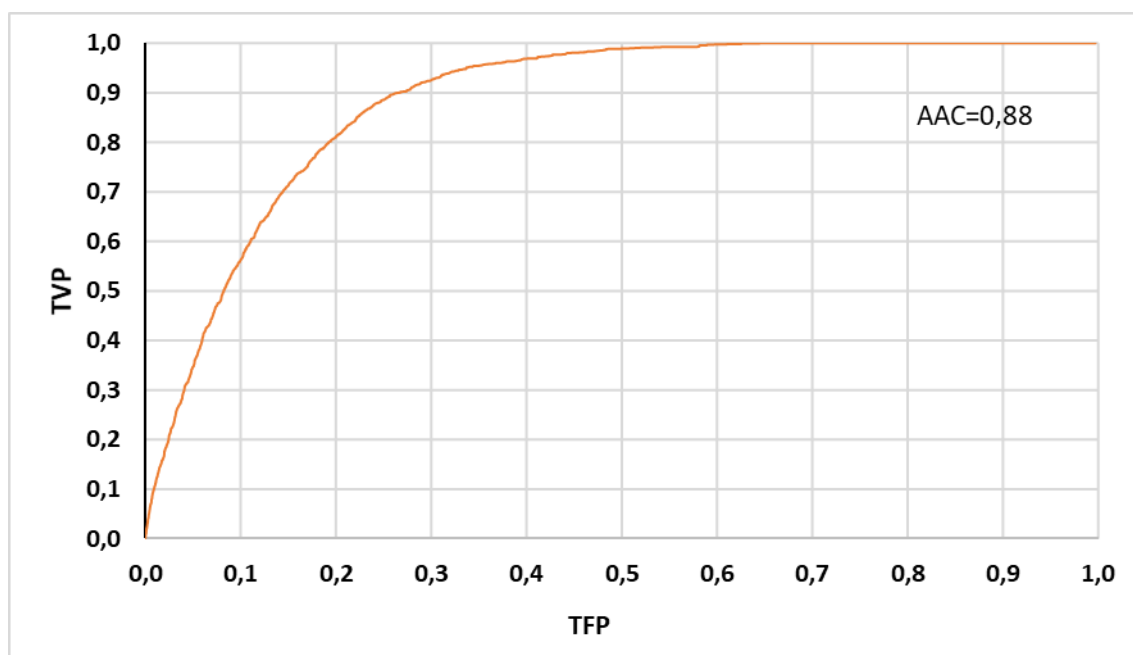


Figura 4.25: Curva ROC do mapa de suscetibilidade a MMR Total validado com os MMR Total do grupo de validação.

A capacidade preditiva de cada classe de suscetibilidade (Tabela 4.16), por comparação com o modelo anterior, não apresenta diferenças significativas, pese embora a classe de suscetibilidade mais elevada tenha uma capacidade preditiva ligeiramente superior (ER de

7,9 enquanto para a mesma classe o modelo anterior apresenta um ER de 7,1). Ou seja, as condições de terreno associadas aos Sistemas Complexos podem também estar associadas a outros tipos de MMR e eventualmente não identificadas nos modelos anteriores.

Tabela 4.16: Classes de suscetibilidade e correspondentes *effectiveness ratios* do mapa de suscetibilidade a MMR Total obtido pelo método do Valor Informativo

Classes de suscetibilidade	Área de estudo		Área deslizada (grupo de validação)		Effectiveness Ratio
	m ²	%	m ²	%	
0 – 25 %	1141900	3,2	26500	24,9	7,87
25 – 50 %	1823800	5,1	26600	25,0	4,95
50 – 70 %	2230550	6,2	21425	20,1	3,26
70 – 85 %	2825900	7,8	15900	14,9	1,91
85 – 95 %	4133525	11,5	10550	9,9	0,87
95 – 100 %	23954700	66,3	5525	5,2	0,08
Total	36110375	100	106500	100	

4.3 Concordância espacial dos mapas de movimentos de massa em ravina

A avaliação da concordância espacial entre os três mapas com os movimentos de massa em ravina (MMR Cabeceira, MMR P1 e MMR P2) teve como intuito entender as variações espaciais do ponto de vista da classificação de suscetibilidade entre os três tipos de MMR na área de estudo. Esta análise foi possível através da ferramenta *Rank Difference*, que se encontra no ArcSDM (Sawatzky *et al.*, 2008).

A interpretação dos valores gerados pelo *Rank Difference* é a seguinte: i) quando temos um valor de zero, significa que existe concordância espacial perfeita entre os dois mapas de suscetibilidade; ii) valores negativos evidenciam que a suscetibilidade obtida com o mapa que entrou em primeiro lugar na realização do processo, é comparativamente mais baixa que a do mapa que entra em segundo lugar na realização do processo (os subtítulos que se seguem revelam a ordem de entrada na ferramenta), por exemplo, na primeira análise que compara os MMR Cabeceira com os MMR P1, os valores negativos revelam que para a mesma UT os modelos realizados com MMR Cabeceira têm uma suscetibilidade inferior à registrada para a mesma UT no modelo realizado com MMR P1; iii) valores positivos evidenciam que a suscetibilidade obtida com o mapa que entrou em primeiro lugar na realização do processo, é comparativamente mais elevada que a do mapa que entra em segundo lugar na realização do processo.

4.3.1 Concordância espacial dos movimentos de massa em ravina – MMR Cabeceira e MMR P1

Através da comparação dos mapas de suscetibilidade elaborados com os MMR Cabeceira e MMR P1 (Figura 4.26), verifica-se que espacialmente existe uma concordância de 76 %, mas este valor aumenta para 96 % ao somar as classes -1 e +1, que representam discordância mínima (Tabela 4.17).

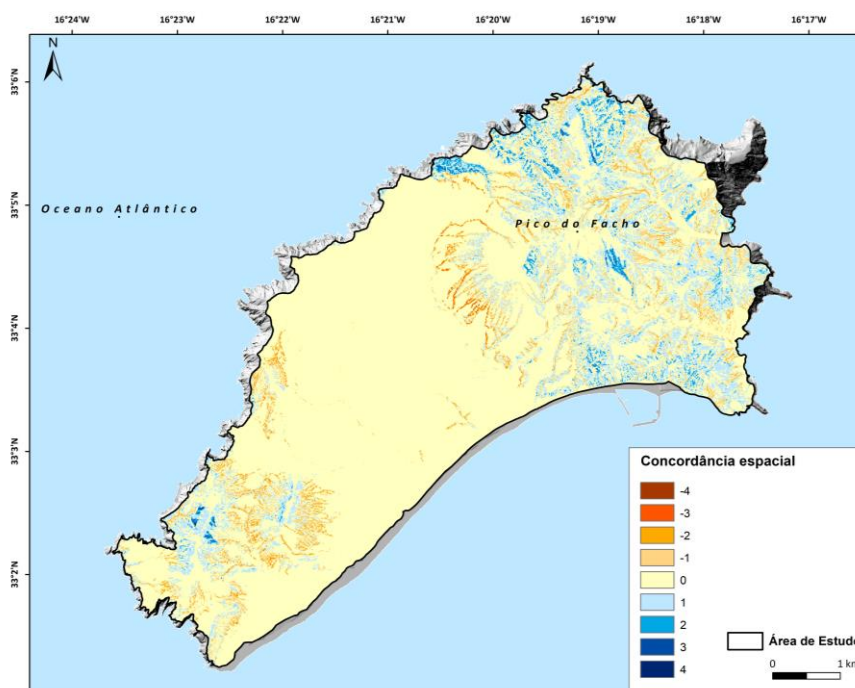


Figura 4.26: Concordância espacial entre os mapas de suscetibilidade a MMR Cabeceira e MMR Parede 1.

Tabela 4.17: Classes da concordância espacial resultante da comparação entre os mapas de suscetibilidade a MMR Cabeceira e MMR Parede 1

Classes	Área (m ²)	Área (%)
-4	3175	0,01
-3	58275	0,16
-2	572425	1,59
-1	2400150	6,65
0	27481450	76,10
1	4838725	13,40
2	692675	1,92
3	62125	0,17
4	1375	0,00
Total	36110375	100

A soma das restantes classes, que representam situações de maior discordância entre os dois modelos, ou seja -4, -3, 3 e 4, totalizam 0,35 % da área de estudo. As diferenças encontradas entre os dois mapas refletem as diferentes características de terreno inerentes à ocorrência de cada tipo de MMR. As diferenças verificam-se sobretudo ao longo do canal (MMR P1) e nas cabeceiras das ravinas (MMR C).

Estas discrepâncias ocorrem principalmente em alguns setores na parte Nordeste e Sudoeste da área de estudo.

4.3.2 Concordância espacial dos movimentos de massa em ravina – MMR Cabeceira e MMR P2

Os resultados obtidos através da comparação dos dois mapas de suscetibilidade elaborados com os MMR Cabeceira e MMR P2 (Figura 4.27) revelam uma concordância espacial de 74 %, no entanto este valor aumenta para 95 % ao somar as classes -1 e +1, que representam a discordância mínima (Tabela 4.18). Ou seja, estes modelos revelam uma elevada concordância espacial, no entanto ligeiramente inferior à comparação feita anteriormente entre o MMR Cabeceira e MMR P1.

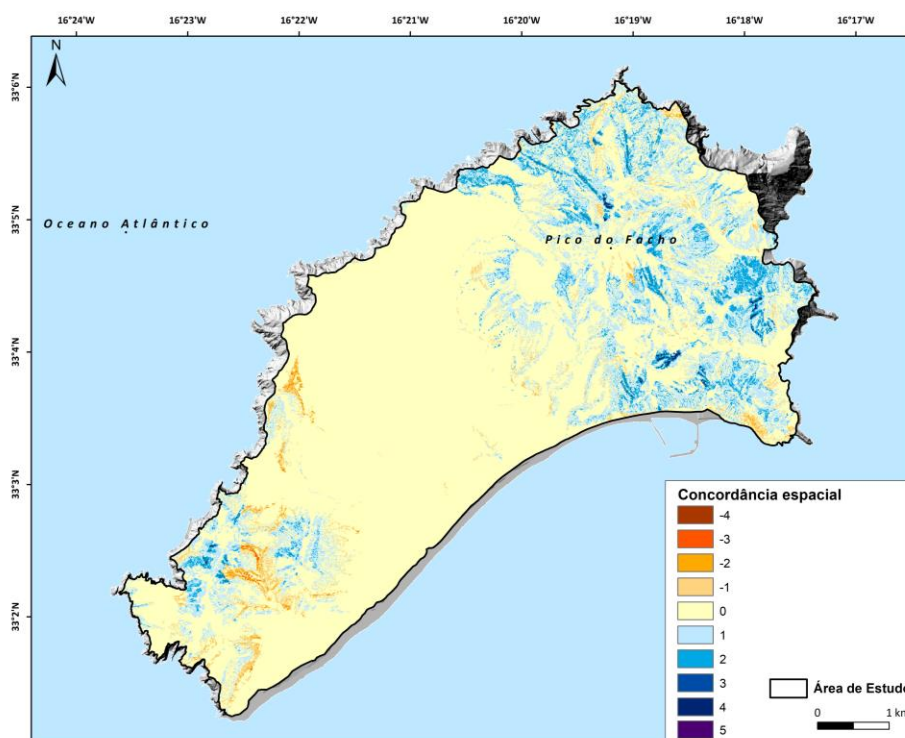


Figura 4.27: Concordância espacial entre os mapas de suscetibilidade a MMR Cabeceira e MMR Paredes 2.

Tabela 4.18: Classes da concordância espacial resultante da comparação entre os mapas de suscetibilidade a MMR Cabeceira e MMR Parede 2

Classes	Área (m ²)	Área (%)
-4	25	0,00
-3	23175	0,06
-2	184625	0,51
-1	1115050	3,09
0	26655225	73,82
1	6438375	17,83
2	1475000	4,08
3	172875	0,48
4	42575	0,12
5	3450	0,01
Total	36110375	100

As diferenças espaciais entre os mapas de suscetibilidade a MMR Cabeceira e MMR P2 têm uma explicação similar às diferenças encontradas no modelo anterior, ou seja, enquanto no modelo anterior os MMR P1 ocorriam ao longo das paredes, os MMR P2 ocorrem sobretudo no setor jusante do canal, fazendo com que haja aqui uma concentração das classes de maior suscetibilidade do modelo de VI na base das vertentes, o que contraste com as classes de maior suscetibilidade encontradas nos MMR Cabeceira. Um exemplo é a vertente que se encontra mais a Sudoeste da área de estudo. Na base encontram-se as classes negativas, o que significa que o modelo realizado com os MMR P2 apresenta aqui classes de suscetibilidade mais elevadas ao contrário dos MMR Cabeceira. No topo da vertente encontram-se os valores positivos, onde no modelo de VI realizado com os MMR Cabeceira encontram-se as classes de suscetibilidade mais elevadas e no modelo de VI de MMR P2 as classes com menor suscetibilidade.

Neste caso valores positivos de concordância espacial parecem predominar no setor nordeste da ilha enquanto os valores negativos se concentram mais no setor sudoeste. Este facto parece ilustrar uma maior suscetibilidade para a ocorrência de MMR P2 no setor sudoeste, e à ocorrência de MMR cabeceira no setor nordeste.

A maior discordância entre os dois mapas de suscetibilidade, ou seja, as classes -4, -3, 3, 4 e 5, totaliza 0,67 % da área de estudo, o que se traduz num valor superior ao obtido anteriormente.

4.3.3 Concordância espacial dos movimentos de massa em ravina – MMR P1 e MMR P2

A comparação dos mapas de suscetibilidade gerados com os movimentos que ocorrem ao longo do canal das ravinas, os MMR P1 e MMR P2 (Figura 4.28), revela uma concordância espacial de 80 %, sendo este o modelo que apresenta a maior concordância espacial, aumentando significativamente ao somar as classes de discordância mínima (-1 e +1), passando para 95 % da área de estudo (Tabela 4.19). O facto de ambos os movimentos ocorrerem ao longo do canal, faz com que haja uma maior correspondência entre as classes, o que resulta na elevada concordância espacial encontrada.

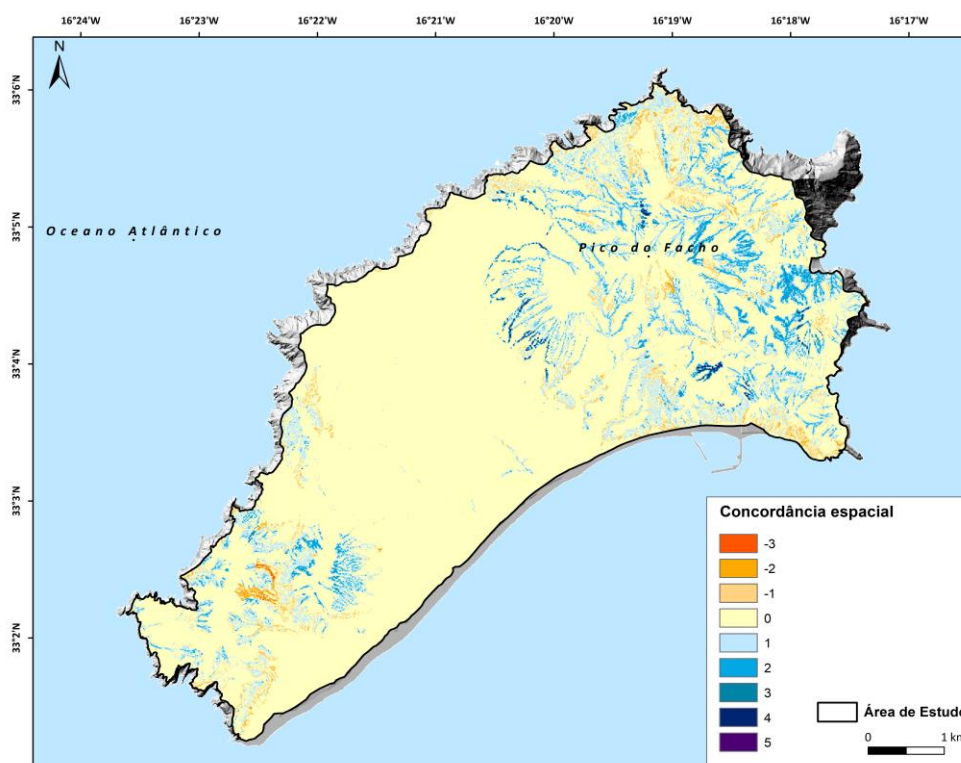


Figura 4.28: Concordância espacial entre os modelos elaborados com MMR Parede 1 e MMR Parede 2.

Tabela 4.19: Classes da concordância resultante da comparação entre os modelos MMR Parede 1 e MMR Parede 2

Classes	Área (m²)	Área (%)
-4	25	0,00
-3	23175	0,06
-2	184625	0,51
-1	1115050	3,09
0	26655225	73,82
1	6438375	17,83
2	1475000	4,08
3	172875	0,48
4	42575	0,12
5	3450	0,01
Total	36110375	100

As diferenças entre os mapas de suscetibilidade realizados com os MMR P1 e MMR P2 acontecem, principalmente, ao longo do canal das ravinas e nas vertentes que se encontram a Nordeste na área de estudo, e são sobretudo valores positivos. Estas diferenças estão visíveis na Figura 4.28. Os valores negativos acontecem, por norma, nas bases da vertente ou do canal, onde encontramos classes de suscetibilidade elevadas no mapa de suscetibilidade a MMR P2, sendo esta situação mais notória nas vertentes da parte sudoeste da área de estudo.

4.4 Comparação sumária dos resultados obtidos da avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa em ravina e resultados expressos na literatura.

Os resultados obtidos demonstram que os declives acentuados (25° / 30° a 40° / 45°) estão fortemente associados à ocorrência de movimentos de massa em ravina (Tabela 4.20).

Tabela 4.20: Comparação sumária dos fatores de predisposição com maior relevância na ocorrência de movimentos de massa em vertente e movimentos de massa em ravinas

Modelos de Suscetibilidade	Declives	Exposição	Unidade litológica	COS Nível II	Tipo de solos	Distância às linhas de água (m)	Perfil longitudinal e Transversal das vertentes
DS	10° - 15°; 15° - 20° e >45°	Noroeste	Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas...	Zonas descobertas e com pouca vegetação	Terreno Escarpado; Terreno Ravinado	5 - 10; 10 - 20; 20 - 30	Perfil longitudinal - Côncavo
MMR Cabeceira	20° - 25° a 35° - 40°	Norte;	Filões básicos e diferenciados; Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas -...	Florestas abertas e vegetação arbustiva e herbácea	Terreno Abarrancado; Terreno Ravinado	0 - 5; 5 - 10	Perfil transversal e Longitudinal - Côncavo
MMR P1	25° - 30° a 35° - 40°	Nordeste; Noroeste	Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas...	Áreas de extracção de inertes, áreas de deposição de resíduos e estaleiros de construção	Terreno Abarrancado; Terreno Ravinado	0 - 5; 5 - 10	Perfil transversal e Longitudinal - Côncavo
MMR P2	30° - 35° a 40° - 45°	Nordeste	Depósitos de praia, fluviais, de vertente, e paleosolos sito-argilosos; Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas...	Áreas de extracção de inertes, Áreas de deposição de resíduos e estaleiros de construção	Terreno Abarrancado; Terreno Escarpado; Terreno Ravinado	0 - 5; 5 - 10	Perfil transversal e Longitudinal - Côncavo
MMR P1 e MMR P2	25° - 30° a 40° - 45°	Nordeste	Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas...	Áreas de extracção de inertes, áreas de deposição de resíduos e estaleiros de construção	Terreno Abarrancado; Terreno Ravinado	0 - 5; 5 - 10	Perfil transversal e Longitudinal - Côncavo
MMR Cabeceira, P1 e P2	25° - 30° a 35° - 40°	Nordeste, Norte e Noroeste	Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas...	Florestas abertas e vegetação arbustiva e herbácea	Terreno Abarrancado; Terreno Ravinado	0 - 5; 5 - 10	Perfil transversal e Longitudinal - Côncavo
MMR Total	(25° - 30° a 35° - 40°)	Nordeste, Norte e Noroeste	Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas...	Áreas de extracção de inertes, áreas de deposição de resíduos e estaleiros de construção	Terreno Abarrancado; Terreno Ravinado	0 - 5; 5 - 10	Perfil transversal e Longitudinal - Côncavo

Estes resultados estão de acordo com os verificados noutras áreas de estudo de contextos geomorfológico e climático (mediterrânico) idênticos (e.g., Nadal-Romero *et al.*, 2011; Marden *et al.*, 2012; Guo *et al.*, 2019). Guo *et al.* (2019) referem mesmo que os declives são a chave para explicar a ocorrência destes movimentos de massa em ravina. Os declives são essenciais para avaliar a suscetibilidade e quantificar as relações entre o declive da vertente e os movimentos de massa em ravina. Guo *et al.* (2019) desenvolveram o seu trabalho nas ravinas do Planalto de Loess, e identificaram que os declives acentuados favorecem a ocorrência de movimentos de massa em ravina, principalmente durante períodos de precipitação intensa. No enquadramento da área de estudo, de igual forma, identificou-se que em Porto Santo a precipitação anual média é de cerca de 300 mm, no entanto, esta é bastante concentrada no tempo, originando períodos de elevada precipitação.

Para todos os modelos elaborados com MMR as classes litológicas mais propensas e relevantes foram os “Materiais vulcânicos submarinos: piroclastos e escoadas - intercalações subaéreas. Idades superiores a 14.2 e até mais de 19.3 MA” (Tabela 4.20). No caso específico dos MMR P2, destacam-se também os “Depósitos de praia, fluviais, de vertente, e paleosolos sito-argilosos” e no caso dos MMR C sobressai também a classe “Filões básicos e diferenciados” (Tabela 4.20). No entanto, os resultados obtidos para a primeira classe litológica referida contrastam com o que é encontrado na literatura. Nada-Romero *et al.* (2011) referem que a litologia é um dos fatores mais importantes no desenvolvimento dos sistemas em ravinas e dos sistemas de ravinas complexos, principalmente na presença de materiais menos resistentes como margas, o que não corresponde ao encontrado na área de estudo. Arabameri *et al.*, (2020) no seu estudo sobre o desenvolvimento das ravinas, na Bacia hidrográfica de Ardib no Irão, identificaram como sendo as mais propensas as unidades litológicas de calcário, arenito, marga, xisto e conglomerados. Outro exemplo, Cánovas *et al.* (2017) referem que os sistemas de ravinas e ravinas por norma desenvolvem-se em materiais impermeáveis como as margas, no entanto também se formam em áreas onde afloram areias pouco consolidadas.

O uso e ocupação do solo tem sido identificado como um dos fatores que mais condiciona o desenvolvimento das ravinas (Descroix e Olivry, 2002), uma vez que um solo com vegetação reduz o efeito erosivo da precipitação. A vegetação geralmente reduz o escoamento e os processos que levam à deterioração do solo, o que revela a importância do coberto vegetal na mitigação no desenvolvimento dos sistemas de ravinas. De acordo com Nadal-Romero *et al.* (2011), nas bacias hidrográficas com vegetação que continham sistemas de ravinas complexos, o desenvolvimento dos sistemas diminui devido ao efeito protetor do coberto vegetal (eg, De Baets *et al.*, 2007, 2009; Gyssels *et al.*, 2005). Isto torna-se relevante porque na área de estudo verifica-se um défice de coberto vegetal capaz de ter um efeito protetor face à erosão, a comprovar pelos mais de 1313 MMR inventariados que totalizam uma área de quase 400 000m². Andrade *et al.* (2008) comprovam isto mesmo, ao referir que a Ilha do Porto Santo, apesar de apresentar um regime de precipitação com uma PMA de 300 mm ano, apresenta uma grande irregularidade, sendo frequentemente concentrada no tempo. Com este enquadramento,

os períodos de precipitação intensa encontram o solo desprovido de vegetação, provocando assim ravinamentos que levam material dos solos para os cursos de água, o que lhes aumenta a sua carga sólida e poder erosivo.

Uma vez que a maioria dos MMR e MMV observados são superficiais, a análise do tipo de solo para explicar a ocorrência destes processos revela-se de particular importância. Os valores de VI ajudam a comprovar isto, uma vez que se encontram valores mais elevados de VI comparativamente à litologia. Apesar de não corresponderem a tipos de solos propriamente dito, as áreas desta variável classificadas como “Terrenos Ravinados”, “Terrenos Abarrancados” e Terrenos Escarpados” têm um papel fundamental na diferenciação espacial da ocorrência destes fenómenos erosivos. Por si, já indicam a presença de áreas de declives acentuados ou áreas associadas à presença de ravinas, daí a sua relevância. No uso e ocupação do solo a única classe que revela alguma propensão são as “Áreas de extração de inertes, áreas de deposição de resíduos e estaleiros de Construção”. Estas classes sobrepõem-se, na grande maioria, à primeira classe litológica referida acima, o que pode auxiliar a compreender os resultados um pouco atípicos. Canovas *et al.* (2017) salientaram que as cicatrizes no solo de antigas atividades industriais podem evoluir para ravinas, uma vez que estas encontram-se de igual forma desprotegidas de coberto vegetal e o solo encontra-se por sua vez alterado.

Os resultados da avaliação da suscetibilidade aos MMR são em grande medida condicionados pela utilização da variável distância às linhas de água (Tabela 4.20). Bergonse e Reis (2016), no seu estudo em duas bacias tributárias do rio Tejo, concluíram que os sistemas de ravinas foram originados por ravinas que, por sua vez, desenvolveram-se através de movimentos de massa. Nestes, frequentemente a incisão inicial é feita pelas linhas de água principais, servindo como fator de predisposição para gerar a instabilidade necessária ao longo do canal. Nas ravinas, a presença de água promove a sua expansão por retrogressão da cabeceira da ravina (MMR Cabeceira) ou ao longo do canal (MMR P1 e P2), o que está de acordo com o modelo proposto por Collison (2001). Este desenvolvimento por MMR, por sua vez, poderá gerar sistemas de ravinas complexos. Os autores também concluíram que os MMR foram os principais responsáveis pelo desenvolvimento inicial dos sistemas em ravinas e que o escoamento superficial limitou-se a remover o material colapsado, e o desenvolvimento dos sistemas em ravinas foi originado pela incisão do curso de água principal.

Conclusões

Esta dissertação teve como intuito aprofundar o conhecimento sobre a suscetibilidade a movimentos de massa em vertente e em ravina na ilha do Porto Santo, um local privilegiado para o estudo da temática tendo em conta a escassez de estudos relacionados com a ocorrência de movimentos de massa em vertentes e em ravinas, em climas áridos e semiáridos.

- O inventário de movimentos de massa em vertente e em ravina, elaborado através de fotointerpretação de imagens de satélite de diferentes datas, permitiu identificar 1563 movimentos, os quais foram individualizados nos seguintes tipos: deslizamentos superficiais (221); deslizamentos profundos (6); escoadas de detritos (23) e movimentos de massa em ravina (1313).

Com o objetivo de aprofundar o conhecimento acerca dos movimentos de massa em ravina (MMR), estes foram subdivididos em quatro subtipos, atendendo à sua ocorrência nas cabeceiras das linhas de água (MMR Cabeceiras, 401 movimentos), ao longo das ravinas (MMR Paredes 1, 600 movimentos), na confluência com outras ravinas ou no setor jusante das mesmas (MMR Paredes 2, 300 movimentos). Adicionalmente, procedeu-se à individualização dos movimentos de massa em ravina que correspondem a sistemas complexos (12 movimentos). No total, foram elaborados sete modelos de suscetibilidade para a área de estudo de Porto Santo. Estes modelos de suscetibilidade foram realizados, individualmente, para os deslizamentos superficiais (DS); MMR Cabeceiras; MMR Paredes 1; e MMR Paredes 2.

Adicionalmente procedeu-se à combinação dos modelos, avaliando a suscetibilidade considerando simultaneamente a presença de: MMR Paredes 1 e Paredes 2; MMR Cabeceiras, Paredes 1 e Paredes 2; e um modelo que integra todos os movimentos de massa em ravinas (MMR Total).

A avaliação da suscetibilidade foi realizada com recurso a um método estatístico bivariado (Valor Informativo) no qual foram usados, como variáveis independentes, oito fatores de predisposição para a ocorrência de movimentos de massa em vertentes e ravinas: declive, exposição das vertentes, litologia, uso e ocupação do solo, tipo de solo, distância às linhas de água, perfil longitudinal das vertentes e perfil transversal das vertentes. As classes de cada um dos modelos foram ponderadas a partir da sua relação espacial com o conjunto de movimentos de massa do grupo de treino. Foi possível concluir que em termos de fatores de predisposição existe uma clara distinção entre os fatores mais relevantes para a ocorrência de deslizamentos superficiais (DS) e os que condicionam os movimentos de massa em ravina (MMR).

É evidente e esperado, que a maior diferença entre as condições onde ocorrem os DS e os MMR, esteja associada, sobretudo à não dependência da proximidade dos DS às linhas de água, um dos fatores mais relevantes para todos os MMR.

Relativamente aos fatores que influenciam os MMR, apesar de apresentarem um elevado grau de similaridade, foi possível identificar algumas características dos terrenos que favorecem a sua distribuição no território.

Quanto aos MMR P1 e MMR Cabeceira destaca-se a diferença na importância da distância às linhas de água, pois estas exercem uma influência ligeiramente menor nos MMR Cabeceira, por estes últimos surgirem frequentemente associados à evolução por retrogressão das ravinas o que não implica necessariamente a existência de linha de água a montante. A proximidade às linhas de água exerce uma influência maior nos MMR P1 e MMR P2.

Relativamente aos MMR P2, estes são os únicos que apresentam uma forte propensão com as classes de declive muito acentuado (30 e 45°). Este modelo também é o único que apresenta uma forte relação com a classe “Depósitos de praia, fluviais, de vertente e paleossolos e sitoargilosos”, uma classe litológica presente sobretudo nos leitos das linhas de água e na base das vertentes. A isto acresce o facto de este ser o único modelo com uma relação significativa com a classe de uso do solo “Áreas de extração de inertes, áreas de deposição de resíduos e estaleiros de construção”, localizada frequentemente também na base das vertentes.

A comparação do *Effectiveness Ratio* de cada classe de cada modelo revelou que o modelo que apresenta uma melhor capacidade preditiva é o modelo dos DS, e em seguida o modelo realizado com os MMR P2. De qualquer forma, na generalidade, os modelos têm uma capacidade preditiva muito equiparada, que melhora ligeiramente quando a suscetibilidade é avaliada por tipo de movimento de massa. A concordância espacial entre os diferentes mapas de suscetibilidade a MMR é elevada. Prever com precisão a localização dos movimentos de massa em ravina é difícil (Marden *et al*, 2018), mas tendo em conta os resultados obtidos, pode-se considerar que a metodologia utilizada, baseada em validação independente, permitiu gerar um melhor conhecimento das áreas onde o potencial para a ocorrência de ambos os tipos de movimentos de massa, em vertentes e em ravinas, é mais suscetível.

Como trabalho futuro, seria importante para melhorar os mapas de suscetibilidade e avaliar efetivamente a perigosidade associada a estes processos: i) incrementar a qualidade dos dados de base utilizados para descrever as condições de predisposição existentes, em particular, o mapa litológico e todas as variáveis dependentes do modelo numérico de elevação; ii) melhorar o inventário de movimentos de massa em vertente e em ravina, se possível com validação de campo; e iii) definir as condições críticas de precipitação que desencadeiam quer os movimentos de massa em vertente, quer os movimentos de massa em ravinas.

Por último, uma vez que o trabalho possibilitou a identificação de um conjunto de setores onde estes processos podem preferencialmente ocorrer, espera-se que os resultados apresentados possam constituir um contributo válido para ajudar a mitigar a erosão associada aos diferentes tipos de processos de ravinamento, nomeadamente fenómenos de retrogressão e alargamento nas ravinas já existentes através de implementação de medidas de mitigação adequadas.

Bibliografia

- Abreu, U.; Tavares, A. O.; & Rodrigues, D. (2008) – Processos de perigosidade natural no município de Câmara de Lobos–Madeira.: Contributo para a gestão do risco e da emergência. *Territorium*, (15), 53-71.
- Acharya, G.; Cochrane, T. A.; Davies, T.; Bowman, E. (2009) – The influence of shallow landslides on sediment supply: A flume-based investigation using sandy soil. *Engineering Geology*, 109(3-4), 161-169.
- AEMET, I. (2011) – Atlas climático ibérico/Iberian climate atlas. Agencia Estatal de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente y Rural y Marino, Madrid. Instituto de Meteorologia de Portugal.
- Andrade, C.; Freitas, MC.; Tabordar, R.; Prada, S. (2008) – Plano de urbanização da frente mar Campo de Baixo – Ponta da Calheta. Porto Santo. 1ª Fase. Caracterização e diagnóstico. Anexo 8 – Geologia e geomorfologia costeira, dinâmica costeira, hidrogeologia. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Arabameri, A.; Pradhan, B.; Bui, D. T. (2020) – Spatial modelling of gully erosion in the Ardib River Watershed using three statistical-based techniques. *Catena*, 190, 104545.
- Beguiría, S. (2006) – Validation and evaluation of predictive models in hazard assessment and risk management. *Natural Hazards*. 37: 315 – 329.
- Bergonse, R.; Reis, E. (2011) – Formas, processos e padrões na erosão por ravinamento: para um enquadramento teórico coerente. *Finisterra-Revista Portuguesa de Geografia*, (92), 99-120.
- Bergonse, R.; Reis, E. (2016) – Controlling factors of the size and location of large gully systems: A regression-based exploration using reconstructed pre-erosion topography. *Catena*, 147, 621-631.
- Betts, H. D.; Trustrum, N. A.; Rose, R. C. D. (2003) – Geomorphic changes in a complex gully system measured from sequential digital elevation models, and implications for management. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 28(10), 1043-1058.
- Bocco, G. (1991) – Gully erosion: processes and models. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 15(4), 392–406.
- Bogaard, T.A.; Greco, R. (2016) – Landslide hydrology: from hydrology to pore pressure. *WIRES Water*, 3: 439-459.

- Bouchnak, H.; Felfoul, M. S.; Boussema, M. R.; Snane, M. H. (2009) – Slope and rainfall effects on the volume of sediment yield by gully erosion in the Souar lithologic formation (Tunisia). *Catena*, 78(2), 170-177.
- Brabb, E. E.; Pampeyan, E. H.; & Bonilla, M. G. (1972) – Landslide susceptibility in San Mateo County, California (No. 360). US Geological Survey.
- Brabb, E.E. (1991) - The world landslide problem. *Episodes*, 14-1: 52-61.
- Bradford, J. M.; Piess, R. F. (1980) – Erosional development of valley-bottom gullies in the upper midwestern United States. *Thresholds in geomorphology*, 75-101.
- Bull, L. J.; Kirkby, M. J. (1997) – Gully processes and modelling. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 21(3), 354–374.
- Cánovas, J. B.; Stoffel, M.; Martín-Duque, J. F.; Corona, C.; Lucía, A., Bodoque, J. M.; Montgomery, D. R. (2017) – Gully evolution and geomorphic adjustments of badlands to reforestation. *Scientific reports*, 7, 45027.
- CAOP (2018) Carta Disponível em: http://www.dgterritorio.pt/dados_abertos/caop/
- Capra, A.; Porto, P.; Scicolone, B. (2009) – Relationships between rainfall characteristics and ephemeral gully erosion in a cultivated catchment in Sicily (Italy). *Soil and Tillage Research*, 105(1), 77-87.
- Carvalho, A, M, G.; Brandão, J, M, V. (1991) – Geologia do Arquipélago da Madeira. Edição do Museu Nacional de História Natural, Universidade de Lisboa: 170 p.
- Chazan, W. (1974) – Le plan Zermos, Prévision des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol et prévention de leurs effets. *Ann. Min*, 37-46.
- Chazarra, A; Mestre, A; Pires, V; Cunha, S; Silva, Á; Marques, J; Carvalho, F; Mendes, M; Neto, J; Mendes, L; Nunes, L. (2011) – Atlas Climático dos arquipélagos das Canárias, da Madeira e dos Açores (disponível em <https://www.ipma.pt/export/sites/ipma/bin/docs/publicacoes/atlas.clima.ilhas.iberico.2011.pdf>)
- Chung, C–J. F.; Fabbri, A. G. (2003) – Validation of Spatial Prediction Models for Landslide Hazard Mapping. *Natural Hazards*. 30: 451 – 472.
- Clerici, A.; Perego, S.; Tellini, C.; Vescovi, P. (2010) – Landslide failure and runout susceptibility in the upper T. Ceno valley (Northern Apennines, Italy). *Natural Hazards*. 52: 1 – 29.
- Collison, A. J. C. (2001) – The cycle of instability: stress release and fissure flow as controls on gully head retreat. *Hydrological Processes*, 15(1), 3-12.

Corominas, J. (1996) – Debris slide in Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L.; Ibsen, M-L. (Eds.) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester: 97 – 102.

Corominas, J.; Remondo, J.; Farias, P.; Estevao, M.; Zêzere, J.; Díaz de Terán, J.; Dikau, R.; Schrott, L.; Moya, J.; González, A. (1996) – Debris flow. In Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L.; Ibsen, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.161-180.

Corominas, J.; van Westen, C.; Frattini, P.; Cascini, L.; Malet, J.-P.; Fotopoulou, S.; Catani, F.; Van Den Eeckhaut, M.; Mavrouli, O.; Agliardi, F.; Pitilakis, K.; Winter, M.G.; Pastor, M.; Ferlisi, S.; Tofani, V.; Herva's, J.; Smith, J.T. (2014) – Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. *The Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 73: 209-263.

Cruden, D. M.; Varnes, D. J. (1996) – Landslide types and processes in Turner, A. K.; Schuster, R. L. (Eds.), *Landslides investigation and mitigation*. Transportation Research Board. National Academic Press, Washington D. C. Special Report 247: 36 – 75.

De Baets, S.; Poesen, J.; Knapen, A.; Barberá, G. G.; Navarro, J. A. (2007) – Root characteristics of representative Mediterranean plant species and their erosion-reducing potential during concentrated runoff. *Plant and Soil*, 294(1-2), 169-183.

De Baets, S.; Poesen, J.; Reubens, B.; Muys, B.; De Baerdemaeker, J.; & Meersmans, J. (2009) – Methodological framework to select plant species for controlling rill and gully erosion: application to a Mediterranean ecosystem. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(10), 1374-1392.

De Rose, R. C. (2013) – Slope control on the frequency distribution of shallow landslides and associated soil properties, North Island, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(4), 356-371.

Della Seta, M.; Del Monte, M., Fredi, P., & Palmieri, E. L. (2009) – Space-time variability of denudation rates at the catchment and hillslope scales on the Tyrrhenian side of Central Italy. *Geomorphology*, 107(3-4), 161-177.

Descroix, L.; Gautier, E. (2002) – Water erosion in the southern French Alps: climatic and human mechanisms. *Catena*, 50(1), 53-85.

Desmet, P. J. J.; Poesen, J.; Govers, G.; Vandaele, K. (1999) – Importance of slope gradient and contributing area for optimal prediction of the initiation and trajectory of ephemeral gullies. *Catena*, 37(3-4), 377-392.

Dias, R.; Araújo, A. A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (2013) – Geologia de Portugal, Volume II, Geologia Meso-cenozóica de Portugal. Escolar Editora, 798 pp.

Dikau, R. (2013) – Mass-Movement Causes: Water. In Shroder, J.; Marston, R.A.; Stoffel, M.(eds.), *Treatise on Geomorphology. Mountain and Hillslope Geomorphology*, vol. 7. Academic Press, San Diego, CA, P.207-2011

Ferreira, M. (1985) – Evolução geocronológica e paleomagnética das ilhas do arquipélago da Madeira – uma síntese. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra* 99, 213-218.

Ferreira, M. (1996) – Carta Geológica de Portugal, Folha da Ilha de Porto Santo. Centro de Geociências da Universidade de Coimbra e Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.

Ferreira, M. (2014) – Património geológico da ilha do Porto Santo e ilhéus adjacentes (Madeira): inventariação, avaliação e valorização como contributo para a geoconservação (Doctoral dissertation).

Flageollet, J. C.; Maquaire, O.; Martin, B.; Weber, D. (1999) – Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, 30(1-2), 65-78.

Frattini, P.; Crosta, G.; Carrara, A. (2010) – Techniques for evaluating the performance of landslide susceptibility models. *Engineering Geology*. 111 (1-4): 62 – 72.

Gallart, F.; Llorens, P.; Latron, J.; & Regüés, D. (2002) – Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6, 527–537

Galli, M.; Ardizzone, F.; Cardinali, M.; Guzzetti, F.; Reichenbach, P (2008) – Comparing landslide inventory maps. *Geomorphology*. 94: 268 – 289.

De Carvalho, A. M.G; Brandão, J. M. (1991) – Geologia do arquipélago da Madeira. *Mus. Nac. de Hist. Nat.(Ed.)*, Lisboa.

Garcia, R. A. C. (2012) – Metodologias de Avaliação da Perigosidade e Risco associado a Movimentos de Vertente: Aplicação na bacia do rio Alenquer. Dissertação de doutoramento em Geografia Física apresentada no Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa. Lisboa.

Gerits, J.; Imeson, A. C.; Verstraten, J. M.; Bryan, R. B. (1987) – Rill development and badland regolith properties. *Catena. Supplement (Giessen)*, 8, 141-160.

Glade, T.; Crozier, M. J. (2005) – A review of scale dependency in landslide hazard and risk analysis in Glade, T.; Anderson, M.; Crozier, M. J. (Eds.) *Landslide hazard and risk*. John Wiley & Sons, Ltd. Chichester: 75-138.

Gomez Gutierrez, A.; Schnabel, S.; Felicísimo, Á. M. (2009) – Modelling the occurrence of gullies in rangelands of southwest Spain. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 34(14), 1894-1902.

Gomez Gutierrez, A.; Schnabel, S.; Felicísimo, Á. M. (2009) – Modelling the occurrence of gullies in rangelands of southwest Spain. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 34(14), 1894-1902.

Gordo, C.; Zêzere, J. L.; & Marques, R. (2019) – Landslide susceptibility assessment at the basin scale for rainfall-and earthquake-triggered shallow slides. *Geosciences*, 9(6), 268.

Gorsevski, P. V.; Gessler, P.; Foltz, R. B. (2000) – Spatial Prediction of Landslide Hazard Using Discriminant Analysis and GIS. 4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling (GIS/EM4); Problems, Prospects and Research Needs. Banff, Alberta, Canada

Guillard, C.; Zêzere, J. L. (2012) – Landslide susceptibility assessment and validation in the framework of municipal planning in Portugal: The case of Loures Municipality. *Environmental Management*. 50 (4): 721 – 735.

Guo, W. Z.; Luo, L.; Wang, W. L.; Liu, Z. Y.; Chen, Z. X.; Kang, H. L.; Yang, B. (2019) – Sensitivity of rainstorm-triggered shallow mass movements on gully slopes to topographical factors on the Chinese Loess Plateau. *Geomorphology*, 337, 69-78.

Guo, W.; Xu, X.; Wang, W.; Zhu, T.; & Liu, Y. (2020) – Experimental study of shallow mass movements on gully slopes and associated sediment under rainfall on the Chinese loess plateau. *Geomorphology*, 350, 106919.

Guzzetti, F. (2005) – Landslide hazard and risk assessment – Concepts, methods and tools for the detection and mapping of landslides, for landslides susceptibility zonation and hazard assessment, and for landslide risk evaluation. Dissertação de doutoramento apresentada à Mathematchinaturwissenschaftlichen Fakultät da Rheinischen Friedrich-Wilhelms, na Universidade de Bona.

Guzzetti, F.; Cardinali, M.; Reichenbach, P.; Carrara, A. (2000) – Comparing landslide maps: A case study in the Upper Tiber River Basin, Central Italy. *Environmental Management*. 25(3): 247-263.

Guzzetti, F.; Carrara, A.; Cardinali, M.; Reichenbach, P. (1999) – Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study. Central Italy. *Geomorphology*. 31: 181 – 216.

Guzzetti, F.; Mondini, A. C.; Cardinali, M.; Fiorucci, F.; Santangelo, M.; Chang, K. T. (2012) – Landslide inventory maps: new tools for and old problem. *Earth-Science Reviews*. 112: 42 - 66. doi:10.1016/j.earscirev.2012.02.001.

Gyssels, G.; Poesen, J.; Bochet, E.; & Li, Y. (2005) – Impact of plant roots on the resistance of soils to erosion by water: a review. *Progress in physical geography*, 29(2), 189-217.

Harvey, A. M. (1982) – The role of piping in the development of badlands and gully systems in southeast Spain. In Bryan R, Yair A (eds.) *Badland Geomorphology and Piping*. GeoBooks: 317-335.

Harvey, A. M. (2001) – Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena*, 42(2-4), 225-250.

Hicks, D. M.; Gomez, B., & Trustrum, N. A. (2000) – Erosion thresholds and suspended sediment yields, Waipaoa River basin, New Zealand. *Water Resources Research*, 36(4), 1129-1142.

Hungr, O. (2005) – Classification and terminology. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p.9-23.

INE (2020) – Estimativas anuais da população residente. Ano de 2019. Disponível em: https://www.ine.pt/xportal/xmain?xpid=INE&xpgid=ine_indicadores&contecto=pi&indOcorrCod=0008273&selTab=tab0. Página de internet consultada pela última vez a 24 de novembro de 2020.

Iverson, R. M. (2000) – Landslide triggering by rain infiltration. *Water resources research*, 36(7), 1897-1910.

Iverson, R. M. (2014) – Debris flows: behaviour and hazard assessment. *Geology today*, 30(1), 15-20.

Lopes, S.; Fragoso, M.; Lopes, A. (2020) – Heavy Rainfall Events and Mass Movements in the Funchal Area (Madeira, Portugal): Spatial Analysis and Susceptibility Assessment. *Atmosphere*, 11(1), 104.

Machado, M. S. (1984) – O Clima de Portugal - Balanço Hídrico e Clima do Arquipélago da Madeira, XXXIII. INMG.

Marden, M.; Arnold, G.; Seymour, A.; Hambling, R. (2012) – History and distribution of steepland gullies in response to land use change, East Coast Region, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 153, 81-90.

Marden, M.; Fuller, I. C.; Herzig, A.; Betts, H. D. (2018) – Badass gullies: Fluvio-mass-movement gully complexes in New Zealand's East Coast region, and potential for remediation. *Geomorphology*, 307, 12-23.

Martinez-Casasnovas, J. A.; Ramos, M. C.; Poesen, J. (2004) – Assessment of sidewall erosion in large gullies using multi-temporal DEMs and logistic regression analysis. *Geomorphology*, 58(1-4), 305-321.

Mata, J.; Fonseca, P. E.; Prada, S.; Rodrigues, D.; Martins, S.; Ramalho, R. (2013) – O arquipélago da Madeira. *Geologia de Portugal*, 2. Escolar Editora. p. 691-746.

Melo, R. A. D. (2018) – Modelação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos com métodos estatísticos e determinísticos. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física apresentada ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa. Lisboa

Melo, R.; Zêzere, J. L.; Rocha, J.; Oliveira, S. C. (2019) – Combining data-driven models to assess susceptibility of shallow slides failure and run-out. *Landslides*, 16(11), 2259-2276.

Nadal-Romero, E.; Martínez-Murillo, J. F.; Vanmaercke, M.; Poesen, J. (2011) - Scale-dependency of sediment yield from badland areas in Mediterranean environments. *Progress in Physical Geography*, 35(3), 297-332.

Nefeslioglu, H. A.; Gokceoglu, C.; Sonmez, H. (2008) – An assessment on the use of logistic regression and artificial neural networks with different sampling strategies for the preparation of landslide susceptibility maps. *Engineering Geology*, 97(3-4), 171-191.

Ohlmacher, G. C. (2007) – Plan curvature and landslide probability in regions dominated by earth flows and earth slides. *Engineering Geology*, 91(2-4), 117-134.

Oliveira, S. C.; Zêzere, J. L.; Catalão, J.; Nico, G. (2015) – The contribution of PSInSAR interferometry to landslide hazard in weak rock-dominated areas. *Landslides*, 12(4), 703-719.

Oliveira, S. C.; Zêzere, J. L.; Lajas, S.; Melo, R. (2017) – Combination of statistical and physically based methods to assess shallow slide susceptibility at the basin scale. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(7), 1091.

Oliveira, S. M. C. D. (2012) – Incidência espacial e temporal da instabilidade geomorfológica na bacia do Rio Grande da Pipa (Arruda dos Vinhos). Dissertação de Doutoramento em Geografia Física apresentada ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa. Lisboa

Paine, D. P.; Kiser, J. D. (2012) – Aerial photography and image interpretation. John Wiley & Sons.

Parkner, T.; Page, M.; Marden, M.; Marutani, T. (2007) – Gully systems under undisturbed indigenous forest, East Coast region, New Zealand. *Geomorphology*, 84(3-4), 241-253.

Pasuto, A.; Silvano, S. (1998) – Rainfall as a trigger of shallow mass movements. A case study in the Dolomites, Italy. *Environmental Geology*, 35(2-3), 184-189.

Pearce, A. J.; O'loughlin, C. L.; Jackson, R. J.; & Zhang, X. B. (1987) – Reforestation: On-site effects on hydrology and erosion, eastern Raukumara Range, New Zealand. *Forest Hydrology and Watershed Management*. 167.

Pereira, S. D. S.; Zêzere, J. L. G. M. D. S.; Bateira, C. (2013) – Assessing predictive capacity and conditional independence of landslide predisposing factors for shallow landslide susceptibility models. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, n. 12 (2012), p. 979-988.

Pereira, S.; Zêzere, J. L. G. M. D. S.; Bateira, C. (2012) – Assessing predictive capacity and conditional independence of landslide predisposing factors for shallow landslide susceptibility models. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 12, 979-988.

Poesen J.; Vanwalleghe T, de Vente J.; Knapen A.; Verstraeten G.; Martínez-Casasnovas J. (2006) – Gully erosion in Europe. In Boardman J, Poesen J (eds.) *Soil Erosion in Europe*. John Wiley and Sons: 515-536.

Poesen, J.; Nachtergaele, J.; Verstraeten, G.; Valentin, C. (2003) – Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena*, 50(2-4), 91-133.

Rib, H. T.; Liang, T. (1978) – Recognition and identification. *Transportation Research Board Special Report*, (176).

Rocha, A.; Silva, J.; Soares, H.; Abenta, J.; Almeida, F.; Gomes, C. (2002) – Geologia, génese e dinâmica da areia de praia da ilha do Porto Santo: o sistema de informação geográfica. *Encontro de utilizadores de sistemas de informação geográfica*, 7, 1-25.

Rodrigues, D.; Tavares, A.; Abreu, U. (2010) – Movimentos de vertente na ilha da Madeira. Eventos de Dezembro de 2009 e de Fevereiro de 2010.. *Jornal e-Terra - Geosciences on-line Journal*.

Roseira, M. (1988) – Porto Santo. Isolamento, arcaísmos e perspectivas. *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Vol. 2, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, pp. 493-505.

Salleh, K. O.; Mousazadeh, F. (2011) –Gully erosion in semiarid regions. *Procedia-Social and Behavioral Sciences*, 19, 655-661.

Santisteban, L. D.; Casalí, J.; López, J. J.; Giráldez, J. V.; Poesen, J.; Nachtergaele, J. (2005) – Exploring the role of topography in small channel erosion. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 30(5), 591-599.

Sawatzky, D. L., Raines, G. L., Bonham-Carter, G. F., Looney, C. G. (2008) - ArcSDM: ArcMAP extension for spatial data modelling using weights of evidence, logistic regression, fuzzy logic and neural network analysis. Disponível em <http://www.ige.unicamp.br/sdm>.

Schouten, C. J.; Rang, M. C. (1984) – Measurement of gully erosion and the effects of soil conservation techniques in Puketurua experimental basin (New Zealand) in Present day geomorphological processes. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband Stuttgart*, (49), 151-164.

Schuster, R. L.; Krizek, R. J. (1978) – Landslides, analysis, and control: *National Academy of Sciences Transportation Research Board Special Report 176*, Washington, DC, p.234 p.

Sidle, R. C. (2005) – Influence of forest harvesting activities on debris avalanches and flows. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds). Debris-flow hazards and related phenomena. Praxis-Springer, Berlin, p.386-409.

Sidle, R. C.; Bogaard, T. A. (2016) – Dynamic earth system and ecological controls of rainfall-initiated landslides. *Earth-science reviews*, 159, 275-291.

Silva, J. B. P.; Gomes, C. S. F.; de Almeida, F. E. R.; Camacho, R.; Ferreira, Â. (2003) – Areia de Praia da Ilha do Porto Santo: geologia, génese, dinâmica e propriedades justificativas do seu interesse medicinal. Madeira Rochas – Divulgações Científicas e Culturais, 344 pp.

Soares, A. F. (1973) – A formação eolianítica da ilha de Porto Santo. Memórias e Notícias, Rev. Mus. Lab. Min. Geol. Universidade Coimbra, nº 73, pp. 47-88.

Soeters, R.; van Westen, C. L. (1996) – Slope instability recognition, analysis, and zonation *in* Turner, A. K.; Schuster, R. L. (Eds.), *Landslides investigation and mitigation*. Transportation Research Board. National Academic Press, Washington D. C.. Special Report 247: 129 – 177.

Soil Science Society of America (2001) – Glossary of Soil Science Terms. Soil Science Society of America, Madison.

Terajima, T.; Miyahira, E. I.; Miyajima, H.; Ochiai, H.; Hattori, K. (2014) – How hydrological factors initiate instability in a model sandy slope. *Hydrological Processes*, 28(23), 5711-5724.

Tesfa, T. K.; Tarboton, D. G.; Chandler, D. G.; McNamara, J. P. (2009) – Modeling soil depth from topographic and land cover attributes. *Water Resources Research*, 45(10).

Thomas, J. T.; Iverson, N. R.; Burkart, M. R.; Kramer, L. A. (2004) – Long-term growth of a valley-bottom gully, western Iowa. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 29(8), 995-1009.

Torri, D.; Calzolari C.; Rodolfi G. (2000) – Badlands in changing environments: an introduction. *Catena* 40(2), 119–125.

van Asch, T.; Buma, J.; van Beek, L. (1999) – A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology*. 30: 25 – 32.

van Beek, L. P. H. (2002) – *Assessment of the influence of changes in land use and climate on landslide activity in a Mediterranean environment*. Ph.D. Thesis, Utrecht University, Utrecht

van Den Eeckhaut, M.; Reichenbach, P.; Guzzetti, F.; Rossi, M.; Poesen, J. (2009) – Combined landslide inventory and susceptibility assessment based on different mapping units: an example from the Flemish Ardennes, Belgium. *Natural Hazard and Earth System Science*. 9: 507 – 521.

- Van Westen, C. J.; Castellanos, E.; Kuriakose, S. L. (2008) – Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: an overview. *Engineering geology*, 102(3-4), 112-131.
- Vandekerckhove, L.; Poesen, J.; Oostwoud Wijdenes, D.; Nachtergaele, J.; Kosmas, C.; Roxo, M. J.; De Figueiredo, T. (2000) – Thresholds for gully initiation and sedimentation in Mediterranean Europe. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(11), 1201-1220.
- Vandekerckhove, L.; Poesen, J.; Wijdenes, D. O.; Gyssels, G.; Beuselinck, L.; De Luna, E. (2000) – Characteristics and controlling factors of bank gullies in two semi-arid Mediterranean environments. *Geomorphology*, 33(1-2), 37-58.
- Wainwright, J.; Thornes, J. B. (2004) – Environmental issues in the Mediterranean: Processes and perspectives from the past and present. London: Routledge.
- Wang, G.; Li, T.; Xing, X.; Zou, Y. (2015) – Research on loess flow-slides induced by rainfall in July 2013 in Yan'an, NW China. *Environmental Earth Sciences*, 73(12), 7933-7944.
- Wiatr, T.; Reicherter, K.; Fernández-Steege, T.; Rodrigues, D. (2009) – Mass movement monitoring by Terrestrial Laser Scanning on Madeira Island (Portugal). EGUGA, 9006.
- WP/WLI – (International Geotechnical Societies) Working Party on World Landslide Inventory, UNESCO (1991). A suggested method for a landslide summary. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. 47: 101-110.
- Xu, X. Z.; Liu, Z. Y.; Xiao, P. Q.; Guo, W. Z.; Zhang, H. W.; Zhao, C.; Yan, Q. (2015) – Gravity erosion on the steep loess slope: behavior, trigger, and sensitivity. *Catena*, 135, 231-239.
- Yin, K. L.; Yan, T. Z. (1988) – Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks in Bonnard, C. (Eds.) *Landslides. Proceedings of the 5th ISL, Lausanne*. Vol. 2. Balkema, Rotterdam: 1269 – 1272.
- Zêzere, J. L. (2002) – Landslide susceptibility assessment considering landslide typology. A case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2: 73 – 82.
- Zêzere, J. L. (2007) – Predição probabilística de movimentos de vertente na escala regional. *Actes de les Jornades sobre Terrasses i Prevenció de Riscos Naturals*, 17-30.
- Zêzere, J. L. (2010) – Relatório do programa de Perigosidade, Vulnerabilidade e Riscos no Território: aplicação aos movimentos de vertente. *Provas de Agregação*. Universidade de Lisboa.
- Zêzere, J. L.; Henriques, C. S.; Garcia, R. A. C.; Oliveira, S. C.; Piedade, A.; Neves, M. (2009) – Effects of landslide inventories uncertainty on landslide susceptibility modeling in Mallet, J. P.; Remaitre, A.; Boggard, T. (Eds.) *Proceedings of the Landslide Processes: From*

Geomorphologic Mapping to Dynamic Modelling Conference. CERG Editions. Strasbourg: 81 – 86.

Zêzere, J. L.; Oliveira, S. C.; Garcia, R. A. C.; Reis, E. (2008) – Weighting predisposing factors for shallow slides susceptibility assessment on at the region scale. *Landslides and Engineered Slopes: from the past to the future*, 2, 1831-1837.

Zêzere, J. L.; Oliveira, S. C.; Garcia, R. A. C.; Reis, E. (2008) – Weighting predisposing factors for shallow slides susceptibility assessment at the regional scale in Chen, Z.; Zhang, J.; Li, Z.; Wu, F.; Ho, K. (Eds.) *Landslides and Engineered Slopes. From the Past to the Future*, Proceedings of the 10th International Symposium on Landslides, Taylor & Francis Group, London: 1831 – 1837.

Zêzere, J. L.; Pereira, S., Melo, R.; Oliveira, S. C.; Garcia, R. A. (2017) – Mapping landslide susceptibility using data-driven methods. *Science of the total environment*, 589, 250-267.

Zêzere, J. L.; Reis E.; Garcia, R.; Rodrigues M. L.; Vieira, G.; Ferreira, A. B. (2004) – Integration of spatial and temporal data for the definition of different landslide hazard scenarios in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 4(1): 133 – 1466

Zhou, J. W.; Cui, P.; Yang, X. G.; Su, Z. M.; & Guo, X. J. (2013) – Debris flows introduced in landslide deposits under rainfall conditions: the case of Wenjiagou gully. *Journal of Mountain Science*, 10(2), 249-260.

Zhou, J. W.; Huang, K. X.; Shi, C., Hao, M. H.; Guo, C. X. (2015) – Discrete element modeling of the mass movement and loose material supplying the gully process of a debris avalanche in the Bayi Gully, Southwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 99, 95-111.

Zucca, C.; Canu, A.; Della Peruta, R. (2006) – Effects of land use and landscape on spatial distribution and morphological features of gullies in an agropastoral area in Sardinia (Italy). *Catena*, 68(2-3), 87-95.